

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie  
**Band:** 42 (1962)  
**Heft:** 2  
  
**Artikel:** Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass  
**Autor:** Steiger, Rudolf Heinrich  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-32683>

### **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:** 19.10.2025

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



# **Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass**

Von *Rudolf Heinrich Steiger* (Zürich)\*)

Mit 3 Textfiguren, 4 Phototafeln und 2 Falztafeln

## **Abstract**

Five extensive rock units form the southern margin of the central Gotthard massif. All are of dominantly sedimentary origin and were deposited presumably in Precambrian times as clays, clayey-limy sandstones and dolomitic marls. Only two of these zones (Tremola and Giubine series) show sedimentary structures; the other three (Sorescia gneiss, Prato series, and the Corandoni zone) were so altered by pre-Alpine ultra-metamorphism that only their linear extension suggests a sedimentary origin.

Up to six generations of crystals can be established in the rock texture:

1. fine-grained relict quartz-feldspar cataclastic mosaic,
2. fresh recrystallised texture of oriented mica, elongated quartz and finely nematoblastic hornblende,
3. porphyroblasts of hornblende and garnet with oriented inclusions,
4. biotite, with inclusions of elongated quartz, which cuts the foliation,
5. alteration products (chlorite, biotite, sericite),
6. quartz and feldspar regrowth.

These generations occur to different extents in the different zones. From N to S the crystals of the 3rd, 5th and 6th generations increase at the expense of those of the 1st.

All the rocks have a N-S lineation of the minerals of the second generation, which is of Alpine age. The 1st generation of crystals is a pre-Alpine relict. Phyllitic rocks often show N-S oriented small folds. Occasionally a younger E-W buckling is observable.

Relicts of older and higher-grade metamorphism are preserved in the northern units. The Alpine metamorphism took place under the conditions of the epidote-amphibolite facies. It occurred beneath a great pile of northward moving nappes, which produced a displacement of the rocks beneath them. The main metamorphism began with a cataclastic phase, which developed into a laminar S-N gliding under conditions of rising temperature and thickness of the nappes. The

---

\*) Gegenwärtige Adresse: Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, 2801 Upton Street, Washington 8, DC.

upper layers of the flat-lying southern Gothard massif were moved relatively further north than the lower layers. The laminar gliding produced a preferred orientation of the growing minerals of the 2nd generation. After the steep tilting of the Gothard massif against the Aar massif an extensive postkinematic development of porphyroblasts (3rd generation) occurred in the most southerly zones under the influence of a heat front coming from the south. The succeeding E-W constriction of the southern Gothard massif produced N-S small folds in the rocks (b-lineation); the biotite which cuts the foliation (4th generation) also formed under the influence of this E-W stress. The alteration of the minerals of the 2nd to 4th generations took place with falling temperature. Smaller differential movements caused the E-W buckling (b-lineation) and opened veins and cracks, which were then filled with quartz and carbonate. The fan structure of the Gothard massif is attributed to late-Alpine or post-Alpine movements and slumping.

### Zusammenfassung

Fünf lang ausgedehnte Gesteinszüge bauen — an den Streifengneis anlehnd — den Südrand des Gotthardmassivs zwischen Gotthard- und Lukmanierstrasse auf. Alle sind mehrheitlich sedimentären Ursprungs und wurden in vermutlich präkambrischer Zeit als tonige Sedimente, tonig-kalkige Sandsteine und dolomitische Mergel abgelagert. Nur die südlichste (Tremolaserie) und die nördlichste Zone (Giubineserie) zeigen sedimentäre Ablagerungsstrukturen. Die drei mittleren Zonen (Soresciagneis im Norden und insbesondere die Pratoserie im Süden sowie die Corandonizone) wurden durch voralpine Metamorphosen, teilweise verbunden mit Stoffmobilisationen, derart umgewandelt, dass nur noch die grosse Längsausdehnung dieser Gesteinszüge und teilweise der Chemismus an eine sedimentäre Ablagerung erinnern.

Im Gesteinsgefüge des südlichen Gotthardmassivs lassen sich im allgemeinen bis zu sechs Kristallgenerationen unterscheiden:

1. ein relikthisches, feinkörniges, meist zersetztes Quarz-Feldspattrümmermosaik,
2. ein rekristallisiertes, frisches, grano- bis lepidoblastisches Grundgewebe, bestehend aus gut geregelten Glimmern, gelängten Quarzen und feinnemato-blastischen Hornblenden,
3. Porphyroblasten von Hornblende und Granat, siebartig von zahlreichen geregelten Einschlüssen durchsetzt,
4. Querbiotite mit Einschlüssen von gelängten Quarzen,
5. Zersetzungsprodukte von Kristallen der 2.—4. Generation (Chlorit, Biotit und Serizit),
6. Quarz- und Karbonatneubildungen.

Bei der Tremolaserie sind insbesondere die 2.—6. Kristallgeneration weit verbreitet; in den nördlich anschliessenden Zonen tritt das relikthische Gewebe der 1. Generation stärker hervor, während die 3., 5. und 6. Generation nur eine unbedeutende Rolle spielen. Die Querbiotite sind in letzterem Bereich zum Teil gleichzeitig mit der 2. Kristallgeneration entstanden.

Die Gesteine des Untersuchungsgebietes zeigen makroskopisch eine ausgeprägte N-S gerichtete Lineation mit linearer Parallelanordnung der Mineralien der 2. Generation. Ein Vergleich mit Gefügemessungen in der mesozoischen Piora-

mulde deutet darauf hin, dass diese N-S Lineation alpinen Alters ist. Sie wurde vor 15—22 Mio. J. gebildet. Die 1. Kristallgeneration ist demnach Relikt einer voralpinen Gebirgsbildung. In phyllitischen Gesteinen lässt sich vielfach eine zur N-S Lineation parallele Kleinfältelung beobachten. Vereinzelt tritt eine noch jüngere E-W verlaufende feine Wellung auf.

Relikte älterer Metamorphosen sind vor allem in den nördlichen Gesteinsserien erhalten geblieben. Sie deuten alle auf Metamorphosebedingungen hin, welche der Amphibolitfazies entsprechen. Die stromatitischen Bänderamphibolite und -gneise der Pratoserie und Corandonizone sind auf eine vorherzynische — vielleicht vorstreifengneisische — Ultrametamorphose zurückzuführen. Steil nach Westen abtauchende, für das südliche Gotthardmassiv fremdartige Faltenachsen sind ebenfalls Hinweise auf eine ältere Metamorphose dieser Zonen.

Die alpine Metamorphose fand statt unter dem Einfluss einer mächtigen Überlagerung durch nordwärts gleitende Decken, welche eine laminare Verschleppung ihrer Gesteinsunterlage verursachten. Ferner machte sich eine von Süden her aufsteigende Wärme-front bemerkbar.

Die Hauptmetamorphose wurde eingeleitet durch eine kataklastische Phase, welche das voralpine Gesteinsgefüge zerstörte und unter zunehmender Deckenüberlagerung und steigender Temperatur in eine S-N gerichtete laminare Gleitung überging. Die hangenden Schichten des vermutlich flachliegenden südlichen Gotthardmassivs wurden dabei relativ stärker nach Norden verschoben als die liegenden. Die laminare Gleitung führte zu einer Verschieferung des Gesteins und zu einer Einregelung der sich neubildenden Mineralien der 2. Generation in die Gleitrichtung (N-S Lineation = a-Lineation). In einer späteren Phase wurde das Gotthardmassiv am Aaremassiv steilgestellt. Die im nördlichen Lepontin in der Tiefe wirkenden anatektischen und Granitisierungsprozesse hatten einen Aufstieg der Wärme-front zur Folge, unter deren Einwirkung in der Tremolaserie eine ausgedehnte postkinematische Porphyroblastenbildung (3. Generation) einsetzte. Nach der tektonischen Ruhepause erfolgte die Biegung des Gotthardmassivs, welche in den südlichen Zonen eine E-W Einengung zur Folge hatte. Dabei entstand die parallel zur N-S Lineation verlaufende Fältelung des Gesteins (b-Lineation, senkrecht zur Transportrichtung). Die Querbiotite (4. Generation) bildeten sich noch unter Einfluss dieses E-W Stresses. Bei absinkender Temperatur fand die Zersetzung der Mineralien der 2.—4. Generation statt. Kleinere Differentialbewegungen in N-S Richtung rissen Spalten und Klüfte auf und verursachten an verschiedenen Orten eine E-W liegende feine Wellung des Gesteins (b-Lineation, senkrecht zur Transportrichtung). Zirkulierende Lösungen erfüllten alsbald die Risse und Klüfte mit Quarz und Karbonat. Die Fächerstellung des Gotthardmassivs ist auf spät- oder nachalpine Bewegungen und Versackungen zurückzuführen.

Die alpine Metamorphose ging im allgemeinen unter Bedingungen der Epidot-amphibolitfazies vor sich. Die einzelnen Phasen der Gebirgsbildung machten sich in den verschiedenen Zonen in unterschiedlichem Masse bemerkbar. Eine umfassende laminare Gleitung ist nur in der Tremolaserie nachweisbar, ebenso das Porphyroblastenwachstum und die Phase der Zersetzung. In den nördlich anschliessenden Zonen spielte die laminare Gleitung nur eine untergeordnete Rolle. Öfters blieb sie auf einzelne Horizonte beschränkt. Stärkeren Einfluss übte hier die E-W Einengung des Massivs aus. Sie hatte vielerorts eine Verfaltung des Gesteins zur Folge und prägte die Schieferung oft zu einer ausgesprochen linearen Textur um.

**Inhaltsverzeichnis**

|                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------|-----|
| Vorwort . . . . .                                                         | 387 |
| Einleitung . . . . .                                                      | 388 |
| <b>I. Kapitel</b>                                                         |     |
| Die Tremolaserie . . . . .                                                | 391 |
| A. Einleitung. . . . .                                                    | 391 |
| B. Die Tremolaserie als geologisch-stratigraphische Einheit . . . . .     | 393 |
| 1. Definition . . . . .                                                   | 393 |
| 2. Der Verlauf der Tremolaserie . . . . .                                 | 395 |
| 3. Der Kontakt zwischen Tremolaserie und den angrenzenden Zonen . . . . . | 396 |
| C. Die Gesteine der Tremolaserie . . . . .                                | 397 |
| I. Allgemeine Beschreibung . . . . .                                      | 397 |
| 1. Glimmergneise . . . . .                                                | 398 |
| 2. Glimmerschiefer (zum Teil phyllitisch) . . . . .                       | 405 |
| 3. Hornblendeschiefer . . . . .                                           | 412 |
| 4. Hornblendegneise . . . . .                                             | 417 |
| 5. Quarzite . . . . .                                                     | 420 |
| 6. Silikat-Karbonatgesteine und Kalksilikatgesteine . . . . .             | 423 |
| 7. Amphibolite . . . . .                                                  | 426 |
| II. Nähere Charakterisierung einiger wichtiger Gemengteile . . . . .      | 430 |
| 1. Plagioklas . . . . .                                                   | 430 |
| 2. Hornblende . . . . .                                                   | 431 |
| 3. Granat . . . . .                                                       | 435 |
| 4. Karbonat . . . . .                                                     | 436 |
| 5. Erze . . . . .                                                         | 437 |
| D. Stratigraphie der Tremolaserie . . . . .                               | 437 |
| 1. Allgemeines . . . . .                                                  | 437 |
| 2. Versuch einer Gliederung der östlichen Tremolaserie . . . . .          | 438 |
| a) Nelvazone (südliche Zone) . . . . .                                    | 439 |
| b) Zone des Sasso Rosso (mittlere Zone). . . . .                          | 441 |
| c) Pontinozone (nördliche Zone) . . . . .                                 | 444 |
| 3. Verlauf der Zonen . . . . .                                            | 446 |
| 4. Ursprüngliche sedimentäre Gesteinsfolge der Tremolaserie . . . . .     | 448 |
| 5. Vergleich mit ähnlichen Serien . . . . .                               | 449 |
| 6. Ablagerungsbedingungen der Tremolaserie . . . . .                      | 452 |
| 7. Zur Altersfrage der Tremolaserie . . . . .                             | 452 |
| 8. Zur Frage der Eruptivgesteine in der Tremolaserie . . . . .            | 456 |

Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs 385

|                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------|-----|
| E. Die Metamorphose der Tremolaserie . . . . .                        | 458 |
| 1. Gefüge . . . . .                                                   | 458 |
| 2. Mineralfazies . . . . .                                            | 467 |
| 3. Geschichte der Metamorphose . . . . .                              | 468 |
| F. Entstehungsgeschichte der Tremolaserie (Zusammenfassung) . . . . . | 471 |

## II. Kapitel

|                                                                                      |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Die Pratoserie und die Corandonizone . . . . .                                       | 473 |
| A. Einleitung. . . . .                                                               | 473 |
| B. Pratoserie und Corandonizone als geologisch-stratigraphische Einheiten .          | 475 |
| 1. Definition . . . . .                                                              | 475 |
| 2. Der Verlauf von Pratoserie und Corandonizone . . . . .                            | 475 |
| 3. Kontakte zu den angrenzenden Zonen . . . . .                                      | 476 |
| C. Die Gesteine der Pratoserie und Corandonizone . . . . .                           | 477 |
| D. Die Stratigraphie der Pratoserie und Corandonizone . . . . .                      | 482 |
| 1. Gliederung und Verlauf der Zonen . . . . .                                        | 482 |
| 2. Das Alter von Pratoserie und Corandonizone . . . . .                              | 483 |
| E. Die Metamorphose der Pratoserie und Corandonizone . . . . .                       | 484 |
| 1. Gefüge . . . . .                                                                  | 484 |
| 2. Mineralfazies . . . . .                                                           | 487 |
| 3. Geschichte der Metamorphose . . . . .                                             | 487 |
| F. Entstehungsgeschichte von Pratoserie und Corandonizone (Zusammenfassung). . . . . | 489 |

## III. Kapitel

|                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------|-----|
| Der Soresciagneis . . . . .                                            | 490 |
| A. Einleitung. . . . .                                                 | 490 |
| B. Der Soresciagneis als geologisch-stratigraphische Einheit . . . . . | 491 |
| 1. Definition . . . . .                                                | 491 |
| 2. Verlauf der Soresciagneiszone . . . . .                             | 492 |
| 3. Kontakte . . . . .                                                  | 493 |
| C. Beschreibung des Gesteins. . . . .                                  | 494 |
| D. Stratigraphie des Soresciagneises . . . . .                         | 499 |
| 1. Gliederung des Soresciagneises . . . . .                            | 499 |
| 2. Alter des Soresciagneises . . . . .                                 | 499 |

|                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------|-----|
| E. Metamorphose des Soresciagneises . . . . .                           | 500 |
| 1. Gefüge . . . . .                                                     | 500 |
| 2. Mineralfazies . . . . .                                              | 502 |
| 3. Geschichte der Metamorphose . . . . .                                | 503 |
| F. Entstehungsgeschichte des Soresciagneises (Zusammenfassung). . . . . | 504 |

#### IV. Kapitel

|                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------|-----|
| Die Giubineserie . . . . .                                            | 505 |
| A. Einleitung. . . . .                                                | 505 |
| B. Die Giubineserie als geologisch-stratigraphische Einheit . . . . . | 506 |
| 1. Definition . . . . .                                               | 506 |
| 2. Verlauf der Giubineserie . . . . .                                 | 506 |
| 3. Kontakte . . . . .                                                 | 507 |
| C. Beschreibung der Gesteinstypen . . . . .                           | 508 |
| D. Stratigraphie der Giubineserie . . . . .                           | 514 |
| 1. Gliederung der Giubineserie und Verlauf der Zonen . . . . .        | 514 |
| 2. Das Alter der Giubineserie . . . . .                               | 515 |
| E. Metamorphose der Giubineserie . . . . .                            | 516 |
| 1. Gefüge . . . . .                                                   | 516 |
| 2. Mineralfazies . . . . .                                            | 518 |
| 3. Geschichte der Metamorphose . . . . .                              | 519 |
| F. Entstehungsgeschichte der Giubineserie (Zusammenfassung) . . . . . | 520 |

#### Anhang

|                                                                   |     |
|-------------------------------------------------------------------|-----|
| Profile durch die Zonen am Südrande des Gotthardmassivs . . . . . | 521 |
| A. Profile durch die Tremolaserie . . . . .                       | 521 |
| 1. Lucendrostollen (I) . . . . .                                  | 521 |
| 2. a) Gotthardtunnel (II) . . . . .                               | 524 |
| a) Nelvazone (Tm. 90—1142 ab SP) . . . . .                        | 524 |
| b) Zone des Sasso Rosso (Tm. 1142—1833 ab SP) . . . . .           | 528 |
| c) Pontinozone (Tm. 1833—2808 ab SP) . . . . .                    | 531 |
| 2. b) Profil über dem Gotthardtunnel (II) . . . . .               | 536 |
| a) Nelvazone (Quote 1150—1600 m) . . . . .                        | 537 |
| b) Zone des Sasso Rosso (Quote 1600—1950 m) . . . . .             | 539 |
| c) Pontinozone (Quote 1950—2375 m) . . . . .                      | 541 |

|                                                                                                                   |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 3. Profil am Riale di Nelva (III) . . . . .                                                                       | 543 |
| a) Nelvazone (Quote 1505—1670 m). . . . .                                                                         | 543 |
| b) Zone des Sasso Rosso (Quote 1670—ca. 1950 m) . . . . .                                                         | 545 |
| c) Pontinozone (Quote 1950—2380 m). . . . .                                                                       | 546 |
| 4. Profil Orello-Canaria (IV) . . . . .                                                                           | 548 |
| a) Zone des Sasso Rosso (bis ca. 1920 m). . . . .                                                                 | 548 |
| b) Pontinozone . . . . .                                                                                          | 549 |
| 5. Profil Alpe Stabbiello—P. Barbarera (V) . . . . .                                                              | 550 |
| 6. a) Garegnastollen (VI) . . . . .                                                                               | 551 |
| a) Zone des Sasso Rosso (Tm. 1050—1070 ab SP) . . . . .                                                           | 552 |
| b) Pontinozone (Tm. 1070—2330 ab SP) . . . . .                                                                    | 552 |
| 6. b) Profil über dem Garegnastollen (VI) . . . . .                                                               | 555 |
| 7. Profil Piano Bello—Corandoni (VII) . . . . .                                                                   | 555 |
| B. Profil durch die Pratoserie . . . . .                                                                          | 557 |
| Gotthardtunnel (II) . . . . .                                                                                     | 557 |
| C. Profile durch die Giubineserie . . . . .                                                                       | 559 |
| 1. Gotthardtunnel (II) (Tm. 3420—3990 ab SP) . . . . .                                                            | 560 |
| 2. Costone di Val Prevat (VIII), längs Höhenkurve 2640 m . . . . .                                                | 562 |
| Literaturverzeichnis . . . . .                                                                                    | 564 |
| Erläuterungen zu den Phototafeln I—IV . . . . .                                                                   | 568 |
| Erläuterung zur Strukturkarte des südlichen Gotthardmassivs zwischen<br>St. Gotthard- und Lukmanierpass . . . . . | 576 |

### Vorwort

Auf Anregung von Herrn Professor BURRI nahm ich im Sommer 1956 die vorliegende Untersuchung in Angriff. Vorerst blieb die Arbeit auf ein Teilgebiet im Raume der Val Canaria beschränkt; sie wurde erst in den Jahren 1957—1960 auf den ganzen Südrand des Gotthardmassivs zwischen Gotthard- und Lukmanierstrasse ausgedehnt. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. CONRAD BURRI, möchte ich an dieser Stelle für sein grosses Entgegenkommen und die wohlwollende Hilfe während meines Studiums von ganzem Herzen danken.

Vielen Dank schulde ich auch Herrn Professor F. DE QUERVAIN für seine stete Hilfsbereitschaft. Für mannigfache Unterstützung bin ich unserem Institutsdirektor, Herrn Professor F. LAVES, dankbar.

Ein grosses Erlebnis waren die gefügekundlichen Exkursionen mit Herrn Professor E. WENK, welche zweimal auch mein Gebiet berührten. Die vorliegende Arbeit ist massgeblich von Professor WENKS Denkweise

beeinflusst. Ihm danke ich herzlich für alle Anregungen. Auch Herrn Professor E. NIGGLI danke ich für verschiedene interessante Diskussionen und die freundliche Einladung zur Teilnahme an der Gotthardexkursion der Berner Petrographen.

Für die sorgfältige Aufnahme der wertvollen Profile durch den Lucendro- und Garegnastollen und die umfangreichen Probeentnahmen bin ich Herrn Dr. R. U. WINTERHALTER zu grossem Dank verpflichtet.

Meinem Freund und Terrainnachbarn Dr. STEFAN HAFNER, der mich einige Male in meinem Gebiet besuchte, bin ich dankbar für verschiedene Hilfe und anregende Diskussion.

Zum Schluss gilt mein Dank meinem Vater, Dr. RUDOLF STEIGER, der mich im Sommer 1959 während mehrerer Wochen im Feld begleitete und insbesondere auch meiner lieben Frau, ANNA LISA STEIGER, welche mir bei der Vorbereitung, Abschrift und Korrektur des Manuskripts unentbehrliche Dienste leistete.

### Einleitung

Das Untersuchungsgebiet ist westlich begrenzt durch die Gotthardstrasse und umfasst die Berge zwischen Airolo und Sellasee, den hinteren Teil der Val Canaria und den Nordhang der Val Piora bis zum Pizzo dell'Uomo. Die geologische Aufnahme erfolgte im Massstab 1 : 10000. Die Ortsangaben im nachfolgenden Text beziehen sich jedoch auf die Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000 (Blatt 256, 265 und 266 oder Spezial-Zusammensetzung 5001). Für die vorliegende Untersuchung standen neben umfangreichem eigenem Material die am Institut deponierten vollständigen Sammlungen von Gotthardtunnel, Lucendrostollen und Garegnastollen samt Dünnschliffen zur Verfügung.

Eine geologische Übersicht über das Arbeitsgebiet und dessen weitere Umgebung ist in Fig. 1 dargestellt. Näher untersucht und kartiert wurde das im Norden durch den Streifengneis begrenzte Altkristallin des Gotthardmassivs zwischen Gotthard- und Lukmanierstrasse.

Die ersten petrographischen Beobachtungen im Untersuchungsgebiet stammen vom Zürcher Arzt und Naturforscher JOHANN JAKOB SCHEUCHZER (1672—1733). Seine im Jahre 1705 unternommene vierte Alpenreise führte ihn über den St. Gotthardpass nach Airolo und weiter über den Ritomsee nach Sta. Maria am Lukmanierpass. In seiner „Beschreibung der Natur-Geschichten des Schweitzerlands“ (Teil III, Zürich 1708, S. 82) schildert SCHEUCHZER den Abstieg vom St. Gotthardpass gegen Airolo:



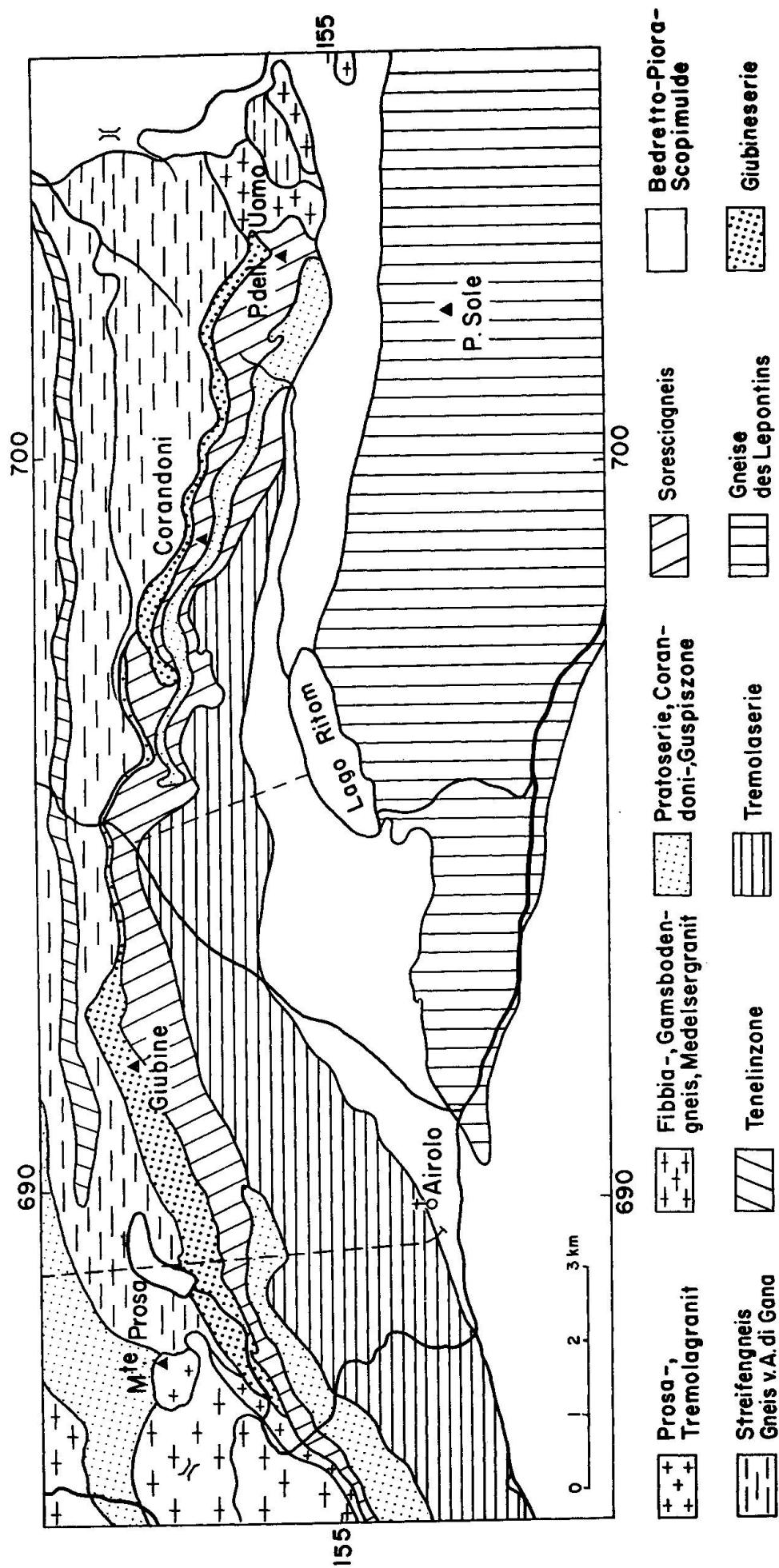


Fig. 1. Der Südrand des Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass. Massstab 1 : 100 000.

„An dem Weg zwischen der Höhe des Bergs und Ayrol kann ein Liebhaber der Mineralien Achtung geben: 1. auf grünlechte, mit einer schimmernden Blende, Mica<sup>1)</sup>, die Augen anzeuhende Stein, in welchen sich finden zwölf-seitige, rohe Granaten, die meisten einer Haselnuss gross, welche knopfweise auss dem Felsen hervorstehen. Disere Felsenstein sein gemeinlich mit einer rothlechten Tinctur besprengt, welche ich ansehe nicht so fast vor martialisch<sup>2)</sup> als vor einen wirklichen Granatfluss. Von solcher Art Edelgesteinen seyn, wie ich vermuthe, jene Carfunkelstein, deren Guler, Beschreib. Raet.<sup>3)</sup> pag. 205b mit folgenden Worten gedenket: In der Gegend, da das Palenser-<sup>4)</sup> und Livinerthal zusammenstossen, nahe bey dem Dorf Abiasco<sup>5)</sup>, hat man zu Zeiten Galeatii Sforzae, Meyländischen Herzogs<sup>6)</sup>, Carfunkelstein, so vorher allein aus Indien zu uns bracht wurden, auss dem Steingebirg ans Licht gebracht, die es an Glanz den orientalischen bevorzugen, wurden aber also schwerlich auss dem Felsen herfür gehauen, dass oft der Kosten die Nutzung übertraf; 2. jene weissgrüne Stein mit kohleschwarzen Strichen, deren oben<sup>7)</sup> gedacht worden bey Anlass derjenigen Crystallen, so in ihrer Mitte solche schwarze, einem crystallisierten Spiessglass<sup>8)</sup> gleiche Steinen haben. Disere Strich sein bald grad, in die Länge gezogen, bald gebogen und gleichsam abgebrochen, bald ordentlich gesetzt, bald ohne Ordnung under einander gemischt. Nachdem wir uns mit Betrachtung und Aufhebung diser Steinen belustiget, stiegen wir vollends den Berg ab gen Ayrol ...“

Im Handschrift gebliebenen „Lexicon mineralogicum“ (ca. 1715 bis 1719), Band II, p. 271, beschreibt SCHEUCHZER das Mineral Spiessglanz mit folgenden Worten:

„Sunt hi aculei pilive nigrive nec aculei Erinacei nec pili, sed materia quadam nunc solida, olim fluida, nigra, qualis conspicitur in Saxi Gothardi Montis in descensu ad pagum Ayrolum (Grammitae Langio dictis).“

SCHEUCHZER bezieht sich mit dieser Klammerbemerkung auf eine Stelle in NIKLAUS KARL LANGS „Historia lapidum figuratorum“ (Venedig 1708), p. 43:

„Grammitae ex parte meridionali montis S. Gothardi in ipsa via, qua Mediolanum itur, per longum terrae tractum in magna copia occurrunt, ubi ingentia saxa huiusmodi lineolis referta reprehenduntur.“

---

<sup>1)</sup> Blende, lateinisch Mica = Glimmer.

<sup>2)</sup> eisenhaltig.

<sup>3)</sup> Guler v. Weineck, Joh. Raetia. Zürich 1616.

<sup>4)</sup> Bleniotal.

<sup>5)</sup> Biasca.

<sup>6)</sup> Galeazzo Maria Sforza, 1465—1476 Herzog v. Mailand.

<sup>7)</sup> L. c., S. 69: SCHEUCHZER gibt dort der Meinung Ausdruck, dass die schwarzen Striemen (Hornblende) ursprünglich ein Schmelzfluss gewesen seien, der zugleich mit dem umgebenden Gestein verhärtete.

<sup>8)</sup> Spiessglanz, von SCHEUCHZER gleichgesetzt Antimonium crystallisatum.

Eine ausführlichere Beschreibung der Hornblendegarbenschiefer der Val Tremola gab erst H.-B. DE SAUSSURE (1796, p. 23). Diese ist bei HAFNER (1958, p. 317) zitiert. Dasselbst findet sich auch eine Würdigung der späteren Arbeiten über die Tremolaserie.

Bei der vorliegenden Untersuchung standen zwei Ziele im Vordergrund:

1. die detaillierte Kartierung der Gesteinszonen zwischen Gotthardstrasse und Lukmanier im Anschluss an die Aufnahmen HAFNERS (1958), wobei die Grenzziehung im Untersuchungsgebiet weniger nach petrographischen (Gesteinsarten) als nach geologisch-stratigraphischen (Herkunft, Alter) Gesichtspunkten erfolgen sollte;
2. die Erforschung der Metamorphosegeschichte des südlichen Gotthardmassivs durch vergleichendes Studium gut belegter Profile und systematische Untersuchungen des Gefüges in Feld und Labor.

## I. Kapitel

### Die Tremolaserie

#### A. Einleitung

Der Name „Tremolaserie“ wurde zum ersten Male in der Habilitationsschrift von LAURA HEZNER (1909, p. 157) erwähnt. In ihrer grundlegenden, mit vielen chemischen Analysen belegten „Petrographische(n) Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gottards (Tremolaserie)“ kam Fräulein Dr. HEZNER im wesentlichen zu folgenden Ergebnissen (p. 205 ff.):

1. Die Tremolaserie ist ein durch Umkristallisation metamorphisierter Komplex sedimentärer Gesteine. Dabei ist jedoch der für sedimentogene Gesteine hohe Natriumgehalt eigentümlich. Ganz untergeordnet treten in der Tremolaserie helle Gneise von wahrscheinlich aplitischer Herkunft auf.

2. Der ganze Komplex hat eine einheitliche Metamorphose durchgemacht, welche ein zwischen Kontakt- und Dislokationsmetamorphose schwankendes Gepräge zeigt. Die Gesteine weisen in ihrer Struktur und Textur deutliche Anzeichen einer Einwirkung von einseitig gerichtetem Druck auf. Porphyroblasten, welche die Schieferungsebene schneiden, deuten auf ein Weiterwachsen nach beendeter Stresseinwirkung hin. Reine Kontaktmetamorphose kann für die Umwandlung nicht in Frage kommen; hingegen waren pneumatolytische Einflüsse sehr wahr-

scheinlich vorhanden, welche zu einer Durchwärmung des Gesteins führten und auch eine Natronzufuhr bewirkten. Auf eine teilweise Fortdauer der Dislokationsbewegungen nach der Umkristallisation weisen zahlreiche kataklastische Erscheinungen hin.

3. Die pneumatolytischen Einwirkungen sind Nachschübe der Intrusion der zentralen Gotthardgranite, welche im Gefolge der Dislokation auftraten und vielleicht durch die letztere hervorgerufen wurden.

4. Für einen Teil der Gesteine ist jurassisches Alter wahrscheinlich.

Die Untersuchung LAURA HEZNERS hat in der Fachwelt starke Beachtung gefunden und wird in vielen Lehrbüchern über Metamorphose zitiert. Wenn man von den Schlussfolgerungen absieht, welche auf den damaligen Vorstellungen der Alpengeologie und Stand der Kartierungsarbeiten gründen, so behalten diese Untersuchungsergebnisse auch heute noch weitgehend ihre Gültigkeit.

Gleichzeitig mit LAURA HEZNER hat auch G. KLEMM aus Darmstadt in den Tessiner Alpen gearbeitet. In seinem „Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneissen“ und den metamorphen Schiefer der Tessiner Alpen“ (1904—1906) hat er eine Reihe von *wertvollen* Beobachtungen auch über die Tremolaserie niedergelegt; durch seine scharfe Ablehnung der „Dynamometamorphose“ im Sinne BECKES und GRUBENMANNs — er selber bezeichnet die Schiefermassen der „Bedrettomulde“ als kontaktmetamorph durch jungtertiären Tessinergranit (1904, p. 20) — stellte er sich aber in Gegensatz zu den Ansichten der Zürcher Schule. Erst in neuerer Zeit sind im Lepontin vor allem durch die Arbeiten E. WENKS (1948 und 1956) die alten Ansichten KLEMMs teilweise bestätigt worden. P. NIGGLI (1936, p. 134) — ebenfalls im Anschluss an eine Diskussion und teilweise Rehabilitation KLEMMs — schreibt:

„Genauere Beobachtungen haben gezeigt, wie Vorgänge, die man früher voneinander völlig getrennt ansah, durch Übergänge verbunden sind, unter gewissen Bedingungen ineinander überfließen.“

In vielen späteren Arbeiten war die Tremolaserie immer entweder südliches oder nördliches Randgebiet. Dabei wurden die Ergebnisse L. HEZNERS oft unbesehen übernommen (vgl. S. 394). Erst HAFNER (1958) befasst sich wieder ziemlich ausführlich mit der Tremolaserie. Seine Untersuchungen der westlichen Tremolaschiefer bestätigen im wesentlichen die Befunde LAURA HEZNERS. Zu folgenden Punkten nimmt er jedoch neue Stellung:

1. Der nördlichste, ultrametamorphe Teil wird von der eigentlichen epi-mesonalen Tremolaserie im Sinne L. HEZNERS abgetrennt.
2. Es wird ferner eine Gliederung der Tremolaserie vorgenommen in einen

nördlichen Abschnitt (Zone von Motto di Dentro) und einen südlichen Abschnitt (Nelvazone), innerhalb welcher eine etwas unterschiedliche Häufung der Gesteinsarten auftritt. Die wichtigsten sind (in der Reihenfolge ihrer Bedeutung):

| <i>Zone von Motto di Dentro</i>              | <i>Nelvazone</i>   |
|----------------------------------------------|--------------------|
| Hornblendegneise                             | Glimmerschiefer    |
| Glimmergneise                                | Glimmergneise      |
| Amphibolite und Hornblendeschiefer           | Hornblendegneise   |
| Glimmerschiefer und Silikat-Karbonatgesteine | Quarzite           |
| restliche Gesteine                           | restliche Gesteine |

3. Der Feldspatanteil im quarzitischem Grundgewebe der Hornblendegarbenschiefer wurde von L. HEZNER unterschätzt; auch handelt es sich nicht um Albit sondern meist um Oligoklas.

4. Die von L. HEZNER (1909, p. 160 und 213) erwähnte systematische Zunahme der pegmatitähnlichen Quarzgänge gegen die Gotthardgranite kann nicht bestätigt werden.

5. Alle Gesteinstypen zeigen eine durch Kristallisation entstandene Striierung alpinen Alters. Auch eine etwas zurücktretende Glimmerwellung kann festgestellt werden, welche jünger ist als die Striierung.

6. In den Gesteinen der Tremolaserie lassen sich zwei Kristallisationsphasen erkennen, welche durch eine destruktive, kataklastische Phase getrennt waren.

7. Grösse und Eigenart der Porphyroblasten klingen von Süden nach Norden ab. Hornblendegarben im nördlichen Teil der Zone von Motto di Dentro sind besser geregelt als in der Nelvazone.

8. Die grobgemengte Struktur der Tremolaserie stellt weitgehend das strukturelle Abbild des sedimentären Ausgangsmaterials dar. Stoffbewegungsprozesse waren nur insofern bedeutend als es für das Porphyroblastenwachstum nötig war. Obwohl die überwiegende Zahl der Tremolagesteine früher Sedimente waren, so ist das Vorkommen eines mengenmässig untergeordneten magmatischen Anteils (Ergussgesteine oder Tuffe) möglich.

9. Der Rotondogranit (Gotthardgranit) kommt als Herd für eine Zufuhr von aplitischem Material (Natronzufuhr) nicht in Frage. Der grössere Natriumgehalt gewisser Tremolagesteine kann durch eine Mobilisation von natronreichen Lösungen während der alpinen Metamorphose in der Tremolaserie selber, ohne Zufuhr von aussen erfolgt sein. Eine Zufuhr von aussen ist nur im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose denkbar. Mögliche Quelle: Gebiet der Tessiner Alpen mit Herd ultrametamorpher Stoffmobilisationen.

10. Abgesehen von der Tatsache des prätriadischen Alters der Tremolaserie fehlen direkte Relationen für eine weitere Aussage über das Alter. Infolge der Zuordnung der Natronzufuhr zur alpinen Metamorphose ist ein permisches Alter der Tremolaserie möglich.

## B. Die Tremolaserie als geologisch-stratigraphische Einheit

### 1. Definition

Das Fehlen einer einheitlichen, durchgehenden Kartierung des südlichen Gotthardmassivs hat immer wieder zu unklarer Verwendung des

Begriffes „Tremolaserie“ geführt und verschiedene Missverständnisse verursacht. Dabei hat L. HEZNER (1909, p. 157) die Tremolaserie eindeutig definiert:

„Der als ‚Tremolaserie‘ zusammengefasste Gesteinskomplex lehnt sich im Norden dem die zentralen Gotthardgneise begrenzenden Soresciagneis konkordant an; südlich ist er durch den Dolomitzug abgeschlossen, der dicht bei Airolo O.–W. streichend herüberzieht.“

Schon KRIGE (1918, p. 547) aber bezeichnet die Gesteinszone zwischen dem Orthogneis der Val Cadlimo (= Streifengneis) und den mesozoischen Gesteinen der Pioramulde als Tremolaserie, während ALBERT HEIM (1921, p. 194) noch auf die Definition L. HEZNERS zurückgreift. Auch AMBÜHL (1928, p. 315) zählt Gesteine aus der Gegend des Sellapasses–Giubine (also direkt südlich an den Streifengneis anschliessend) zur Tremolaserie. P. NIGGLI (1936, p. 96) führt die Bezeichnung „Tremolaserie im weiteren Sinne“ ein, welche ebenfalls alle Gesteinszonen zwischen Streifengneis und Pioramulde umfasst. E. NIGGLI (1953, p. 352) bezeichnet zwar die ganze südliche Paragneiszone des Gotthardmassivs als Tremolaserie, erwähnt aber (1953, p. 102), dass der Soresciagneis zu einer älteren Gesteinsgruppe (zusammen mit Gurschen- und Guspisgneis) gehöre. Auch ZWEIFEL (1954) übernimmt die Bezeichnung nach KRIGE.

Die ausgezeichnete petrographische Arbeit LAURA HEZNERS war auch für die vorliegende Untersuchung wegleitend. Wenn die letztere demnach petrographisch nicht viel Neues bringen kann, wurde doch Wert gelegt auf eine genaue Kartierung. Ferner wurde versucht, die Tremolaserie stratigraphisch zu unterteilen sowie ihre Metamorphosegeschichte zu verfeinern. Die Untersuchungsergebnisse führten zwangsläufig — in Analogie zu HAFNER (1958, p. 319) — zu einer Abtrennung der auf S. 475 definierten Pratoserie von der Tremolaserie L. HEZNERS.

Die Pratoserie schiebt sich im Westen, untergeordnet auch im Osten des Untersuchungsgebietes, als einige hundert Meter mächtige Zone zwischen die eigentliche Tremolaserie und den Soresciagneis, sie fehlt aber im zentralen Teil. Die Pratoserie unterscheidet sich im Gesteins- und Mineralbestand deutlich von der Tremolaserie; ihr voralpiner Metamorphosegrad war bedeutend höher, Stoffmobilisationen und metamorphe Differentiationen, welche in der Tremolaserie fehlen, spielten eine wichtige Rolle. Steile, fremdartige Faltenachsen, sowie diskordante Grenzen zur eigentlichen Tremolaserie weisen auf ein höheres Alter der Pratoserie hin.

*Die Tremolaserie ist demnach die Gesteinszone, welche im Norden an*



*die Pratoserie — bei deren Fehlen an den Soresciagneis — anlehnt und im Süden durch den Triaszug begrenzt ist.*

Die Grenze zwischen Pratoserie und Tremolaserie ist im Feld oft nicht scharf. Nach HAFNER (1958, p. 327) fehlen in der Pratoserie die typischen Hornblendegarben. Das nördlichste Auftreten derselben kann daher als Kriterium für die Grenzziehung dienen.

Die derart definierte Tremolaserie stellt eine geologisch-stratigraphische Einheit dar. Das Ausgangsmaterial wurde im gleichen Zeitraum unter ähnlichen Bedingungen gebildet und hat die verschiedenen Orogenesen und Metamorphosen in ähnlichem Umfange als ganzes erlebt.

## 2. Der Verlauf der Tremolaserie

Die Grenze zwischen Tremolaserie und Pratoserie ist am Ausgang von Val Tremola auf Quote 1710 m (im Bachtobel, direkt unter der Hochspannungsleitung) aufgeschlossen. Sie überquert auf 2010 m Höhe über Meer den Riale Sorescia und ist sehr schön zu sehen am Grat NE Pt. 2404.7 (direkt über dem Gotthardtunnel) sowie am Südende des Seeleins bei Pt. 2338. Die Nordgrenze der Tremolaserie verläuft im weiteren über den unteren SE-Grat von P. Canariscio, Poncione di Pontino und Giubine, durchquert die Canaria zwischen Grasso di Froda und der Wasserfassung des Stollens und setzt sich fort über den Grat der Poncioni Negri (auf Quote 2440 m, NE des Sattels), Südufer der Laghetti di Taneda, Poncione Garrioni, Südhang des Corandoni bis südlich Lago di Dentro, wo sie unter dem Gehängeschutt verschwindet.

Die Tremolaserie umfasst den Felsabhang oberhalb Airolos, die nördliche Talseite der Val Canaria mit Alpe Pontino, ferner Alpe Stabbiello, die Alpweiden nördlich von Lago Tom sowie den tieferen Talhang auf der Nordseite von Val Piora.

Die Südgrenze der Tremolaserie gegenüber der Trias ist vielfach verdeckt. Sie zieht nördlich der Transformatorenstation des Lucendrowerkes (am Ticino, 0,5 km WSW Airolo) durch, durchquert den Gotthardtunnel bei 90 m vom Südportal und ist erst wieder im untersten Riale del Dragone zu sehen. Sie überquert den Riale di Nelva zusammen mit dem Fussweg nach Pontino (auf Quote 1500 m) und zieht oberhalb Monte und Rùtan dei Sassi nach Pautàn. Gegen den Gipfel des P. Tom ist die Grenze auch morphologisch deutlich sichtbar, da sie eine ausgeprägte Rinne bildet. Im Bereich des Lago Tom bis südlich Lago di Dentro ist nirgends mehr ein direkter Kontakt zwischen Trias und Tremolaserie aufgeschlossen.

### 3. Der Kontakt zwischen Tremolaserie und den angrenzenden Zonen

Die Grenze zwischen Tremolaserie und Pratoserie kann nicht überall scharf gezogen werden, da sowohl die Pratoserie wie die nördliche Tremolaserie Amphibolite führen und das nördlichste Auftreten von Hornblendegarben bei mangelhaften Aufschlussverhältnissen oft nur an wenigen Stellen sicher bestimmt werden kann. Die Grenzziehung wird immerhin dadurch erleichtert, dass die Amphibolite der Pratoserie oft schöne Bänderung zeigen — mit messerscharfen Grenzen zwischen hellen und dunkeln Lagen — und auch öfters von Pegmatiten durchsetzt sind, welche der Tremolaserie fehlen. Die Schieferung beider Serien läuft im allgemeinen konkordant. Eine starke tektonische Verfaltung der Pratoserie lässt sich aber in einem Seitenbach des Riale Sorescia (Koord. 688,72/155,97, ca. 450 m SE Pt. 2147) beobachten. Recht gut kann die Grenze im Garegnastollen festgelegt werden; schwieriger ist der Fall an der Oberfläche. Die Pratoserie könnte vermutlich auch im Bereich zwischen den Ponc. Negri und Ponc. Garrioni noch als schmale Zone zwischen dem südlichen Soresciagneiszug und der sicheren Tremolaserie ausgeschieden werden. Den in diesem Gebiet vorherrschenden Amphiboliten fehlen aber die typischen Merkmale, welche eine sichere Zuordnung zur Pratoserie rechtfertigen würden.

Zwischen dem SE-Grat des Pos Meda und Val Canaria steht die Tremolaserie in direktem Kontakt mit dem typischen Soresciagneis. Die Grenze kann auf 1—2 m genau gezogen werden; des öfteren folgt sie einer bewachsenen Erosionsrinne. Wieder etwas problematischer wird die Grenzziehung zwischen Soresciagneis und Tremolaserie zwischen Piano Bello und Lago di Dentro, wo der südliche Soresciagneisarm vereinzelt auch Lagen mit Hornblende- und Granatgesteinen führt.

Die Grenze zwischen Tremolaserie und der Trias ist im Bereich der östlichen Tremolaserie nicht scharf. Die Grenzzone ist oft mehrere Meter mächtig und führt intensiv wechsellagernde serizitische Glimmerschiefer, karbonatführende Glimmerschiefer, Karbonatgesteine und Quarzite, deren Zuordnung Mühe bereitet. Die Grenzziehung ist auch trotz guter Aufschlüsse im Gotthardtunnel und Garegnastollen schwierig. Sicher ist, dass im Gotthardtunnel der grobporphyroblastische Hornblendeschiefer bei Tm. 94,9 ab Südportal zur Tremolaserie gehört, während der körnige Dolomit bei 82,3 m ab Südportal noch zur Trias zählt. Im Garegnastollen tritt das erste Hornblendegestein bei Tm. 1073,0 ab Ritom auf; der letzte reine Dolomit wurde bei 1049,0 m ab Ritom geschlagen. Die mittlere Grenze zwischen Dolomit und Gneis wurde von R. U. WINTERHALTER



(geologischer Schlussbericht Beilage 1, Zuleitung der Garegna, Kraftwerk Ritom SBB; deponiert am Institut für Kristallographie und Petrographie ETH Zürich) bei Tm. 1039 ab Ritom gezogen.

Sowohl im Gotthardtunnel (bei Tm. 88,8 ab Südportal) wie im Garegnastollen (bei 1049,0 und 1050,0 m ab Ritom) ist an der Basis des Triasdolomits ein Quarzithorizont zu beobachten, welcher 1—3 m mächtig sein kann (vgl. auch HAFNER 1958, p. 344). Der Quarzit dieser beiden Vorkommen weist auch mikroskopisch eine grosse Ähnlichkeit auf. Er grenzt im Gotthardtunnel an die Nelvazone, im Garegnastollen an die nördlichsten Schichten der Zone des Sasso Rosso und muss daher wohl zur Trias gerechnet werden.

Die Grenze zwischen Trias und Tremolaserie ist demnach im Gotthardtunnel bei 90,0 m ab Südportal (vgl. STAPFF 1880, p. 43) und im Garegnastollen bei 1050,0 m ab Ritom zu ziehen.

Der Kontakt zwischen Trias und Tremolaserie war ursprünglich sicher primär. Durch tektonische Bewegungen wurde die scharf diskordante Grenze verwischt und die heute vorliegende konkordante Schieferung erzeugt.

### C. Die Gesteine der Tremolaserie

#### I. ALLGEMEINE BESCHREIBUNG

Die Vielfalt der Tremolagesteine ist nur eine scheinbare. In Wirklichkeit werden diese so mannigfaltigen Gesteine aus nur neun Hauptgemengteilen aufgebaut: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit-Serizit, Chlorit, Hornblende, Granat, Karbonat und Zoisit-Epidot. Disthen und Stauroolith treten stark zurück. Die neun Hauptgemengteile kommen in fast allen Gesteinen, jedoch in unterschiedlichem Mengenverhältnis, vor. LAURA HEZNER (1909, p. 159) bringt diese Tatsache in trefflicher Weise zum Ausdruck:

„Die Verschiedenheit der Gesteine entspringt nur zum Teil einem verschiedenartigen Mineralbestand, der mehr nach dem Mengenverhältnis als nach der Art der einzelnen Komponenten wechselt. Vielmehr bringt die verschiedene Grösse derselben, ihr Auftreten als Porphyroblasten oder im Grundgewebe, ihre Anordnung in Büschel, Garben, Reihen, Schlieren oder in gleichmässiger Einsprenkelung, auch ihre verschiedene Färbung, die mannigfaltigsten Gesteinsbilder hervor, die wieder durch blätterige, schieferige, fast massige, gestreckte und gefaltete Texturen variieren.“

Die nun folgende Beschreibung der Gesteinsarten beschränkt sich auf die charakteristischen Typen, welche wie folgt ausgewählt wurden und

in der Reihenfolge ihrer Bedeutung aufgeführt sind (die angegebenen Prozentzahlen sind eine Abschätzung der Häufigkeit):

|     |                                                  |                                    |
|-----|--------------------------------------------------|------------------------------------|
| 35% | Glimmergneise (teilweise mit Reliktstrukturen)   |                                    |
| 30% | Glimmerschiefer (zum Teil phyllitisch)           |                                    |
| 12% | Hornblendeschiefer                               | } Hornblende zum Teil garbenförmig |
| 8%  | Hornblendegneise                                 |                                    |
| 7%  | Quarzite                                         |                                    |
| 5%  | Silikat-Karbonatgesteine und Kalksilikatgesteine |                                    |
| 3%  | Amphibolite                                      |                                    |

Der Mineralbestand dieser Gesteinstypen ist in Form einer Tabelle jeweils quantitativ definiert, wobei die Variationsbreite nur die wichtigsten Glieder der oben herausgegriffenen Gesteinsgruppen umfasst. Zwischen den einzelnen Typen kommen natürlich alle Übergänge vor, so dass es oft schwierig wird, ein Gestein definitiv dieser oder jener Gruppe zuzuordnen.

### 1. Glimmergneise

#### Vorkommen

In der Tremolaserie sind die Glimmergneise die vorherrschende Gesteinsart. Besondere Bedeutung haben sie in der südlichen und nördlichen Zone der Tremolaserie, während sie in der mittleren Zone hinter den Glimmerschiefern zurücktreten. Es lassen sich vier Typen von Glimmergneisen unterscheiden, die wie folgt auftreten (vgl. auch Fig. 2 auf S. 448):

Die Gruppe der *Biotitserizitgneise* ist vor allem im westlichen Teil der südlichen Zone (Nelvazone, vgl. S. 439) sowie im östlichen Teil der nördlichen Zone (Pontinozone, vgl. S. 444) — im Bereich des Garegnastollens — verbreitet. Die *Zweiglimmergneise* sind zur Hauptsache auf den südlichen Abschnitt der Pontinozone beschränkt, im östlichen Teil der Tremolaserie treten sie somit zusammen mit den Biotitserizitschiefern auf. *Chloritgneise* stehen vorwiegend in der mittleren Zone (Zone des Sasso Rosso, vgl. S. 441) an. *Karbonatglimmergneise* sind besonders an der Grenze zwischen der mittleren und nördlichen Zone der Tremolaserie zu beobachten. Auffällig ist die allgemeine Anhäufung von serizitführenden Gesteinen in der Nähe des Triaskontaktes (vgl. Abschnitt über Glimmerschiefer, S. 405).

### Allgemeiner Charakter

Die Glimmergneise fallen allgemein durch ihre helle Farbe auf. Sie bilden zum Teil über 100 m mächtige Horizonte, wobei der Mineralbestand aber lagenweise ziemlich stark schwanken kann. Aus Glimmergneisen (seltener Glimmerschiefern) bestehen zur Hauptsache auch die hellen Zwischenlagen in den stromatitischen Hornblendegesteinen. Vielfach kann man intensive Wechsellagerung zwischen Glimmergneisen, Quarziten, Silikat-Karbonat- und Hornblendegesteinen beobachten (vor allem in den südlichen Schichten der Tremolaserie). Gelegentlich treten schlierenartig diffuse Feldspatanreicherungen auf, die das Gestein teilweise konkordant, aber auch diskordant zur Schieferung durchziehen. Häufig sind konkordante Quarzadern eingelagert. Neben gutgeschieferten Lagen kommen auch massige, oft sehr harte Gesteinshorizonte vor.

### Im Handstück

Die *Biotitserizitgneise* unterscheiden sich vielfach nur durch ihren — makroskopisch selten feststellbaren — höheren Plagioklasgehalt von den Biotitserizitschiefern oder Granatserizitphylliten (vgl. S. 406, 407). Makroskopisch lassen sich erkennen: Biotit, Serizit, etwas Chlorit, zum Teil Hornblende und/oder Granat sowie Quarz und Feldspat, selten etwas Disthen. Bei spärlichem Hornblendegehalt sind oft ziemlich grosse Hornblendegarben (bis 10 cm lang) ausgebildet, bei zunehmendem Gehalt (Übergang zu Hornblendegneisen) werden die Hornblenden oftmals kürzer und dicksäuliger und wachsen mit Vorliebe schräg zur Schieferungsebene. Das Vorherrschen von Serizit führt zu phyllitischen Gneisen, welche öfters auch Granat führen und damit zu den Granatserizitphylliten überleiten. Ein Teil der Biotitserizitgneise ist sehr arm an Glimmermineralien. Diese Gesteine zeichnen sich durch ihre helle Farbe, körnige Struktur und massige Textur aus. Eine andere, meist gut schiefrige Varietät der Biotitserizitgneise ist von feinem graphitischem Pigment erfüllt, welches dem Gestein eine dunkelgraue Farbe verleiht.

Die Unterscheidung zwischen Muskovit und Serizit ist zwar oft etwas subjektiv und gelegentlich gibt es auch Gesteine, in denen grosse Muskovitschuppen neben feinschuppigem Serizit auftreten. Aber es gibt immerhin eine recht deutliche Gruppe von unzweifelhaft muskovitführenden *Zweiglimmergneisen* (Durchmesser der Schuppen bis 2 mm). Hornblenden oder Granat treten in diesen Gesteinen nur noch selten und in unbedeutendem Masse auf. Die Textur ist allgemein etwas massiger als bei den

übrigen Gneisen. Querbiotite sind wie bei den Biotitserizitschiefern weitverbreitet.

Die *Chloritgneise* führen des öfters Porphyroblasten von Granat ( $\varnothing$  1—8 mm), seltener von Hornblende, wobei die kleineren Kristalle immer besser eigengestaltig sind als die grösseren. Neben gut schiefrigen, fast phyllitischen Varietäten, treten auch körnige Chloritgneise auf. Viele Chloritgneise sind von limonitisiertem Karbonat durchsetzt. In einigen Chloritgneisen des Garegnastollens kommen porphyroblastische Karbonatkristalle ( $\varnothing$  1—5 mm) vor, welche zum Teil die Schieferung quer durchwachsen haben.

Die kleine Gruppe der *Karbonatglimmergneise* lässt sich bald aus den Biotitserizit- bald aus den Chloritgneisen herleiten. Das Karbonat ist — makroskopisch sichtbar — teilweise in Lagen oder Linsen angehäuft oder es tritt, wie bei den Chloritgneisen, in Porphyroblasten auf. Die Gesteine haben alle eine gut schiefrige Textur.

Die Glimmer der Glimmergneise sind mit Ausnahme der massigen Gesteinstypen immer ausgezeichnet nach der allgemeinen Nord-Süd-Lineation geregelt. In phyllitischen Gesteinen lässt sich häufig eine zu dieser Lineation parallel verlaufende Kleinfältelung feststellen, in der südlichsten Tremolaserie in seltenen Fällen auch eine mehr oder weniger

Tab. 1. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Gesteinsvarietäten:<br>(in Reihenfolge<br>ihrer Häufigkeit)                  | Muskovit-<br>Serizit                   | Biotit              | Chlorit              | Quarz                | Plagio-<br>klas      | Granat             | Horn-<br>blende    | Karbonat             |
|------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|---------------------|----------------------|----------------------|----------------------|--------------------|--------------------|----------------------|
|                                                                              | Durchschnitt und Hauptvariationsbreite |                     |                      |                      |                      |                    |                    |                      |
| <i>Biotitserizitgneise</i><br>(Varietät: Serizit-<br>gneis, Biotitgneis)     | <b>15</b><br>(5–35)                    | <b>15</b><br>(5–30) | <b>5</b><br>(0–10)   | <b>40</b><br>(15–60) | <b>25</b><br>(15–40) | <b>5</b><br>(0–10) | <b>5</b><br>(0–10) | <b>5</b><br>(0–10)   |
| <i>Zweiglimmergneise</i><br>(Varietät: Musko-<br>vitgneis, Biotit-<br>gneis) | <b>15</b><br>(5–20)                    | <b>15</b><br>(5–25) | <b>5</b><br>(0–5)    | <b>45</b><br>(35–50) | <b>25</b><br>(15–40) | —                  | —                  | —                    |
| <i>Chloritgneis</i>                                                          | <b>5</b><br>(0–10)                     | <b>10</b><br>(0–20) | <b>20</b><br>(10–35) | <b>35</b><br>(5–50)  | <b>25</b><br>(15–40) | <b>5</b><br>(0–10) | —                  | <b>5</b><br>(0–10)   |
| <i>Karbonatglimmer-<br/>gneise</i>                                           | <b>5</b><br>(0–15)                     | <b>15</b><br>(5–30) | <b>5</b><br>(0–5)    | <b>35</b><br>(15–50) | <b>25</b><br>(15–30) | —                  | —                  | <b>15</b><br>(10–20) |

Ost-West orientierte. Die im allgemeinen nur spärlich vorhandenen Hornblenden zeigen kaum eine Regelung.

### Mikroskopische Merkmale

*Muskovit-Serizit*: In den Zweiglimmergneisen bildet der *Muskovit* Schuppen von 0,6—1,5 mm  $\varnothing$ . Diese sind meist lagenmässig angesammelt und oft dicht mit dem Biotit verwachsen. Innerhalb der Lagen sind die Muskovite vielfach nur mehr oder weniger geregelt. Selten tritt daneben auch noch feinschuppiger, sekundär aus Plagioklas gebildeter Serizit auf. Ab und zu wird das Gestein von grösseren Schuppen durchschwärmt, welche nur gelegentlich zu unregelmässigen Lagen zusammentreten oder in Partien zu einem grobschuppigen Gewebe verwoben sind. Muskovitschuppen, vereinzelt oder in Schlieren, winden sich zum Teil auch schlangenförmig zwischen Plagioklasporphyroblasten hindurch und sind dabei oft eng verwachsen mit Biotit. Auch in den Karbonatglimmergneisen tritt gelegentlich Muskovit auf, ebenfalls eng mit dem Biotit verwachsen.

Der *Serizit* der Biotitserizitgneise durchsetzt das Gestein recht oft in wirren oder teilweise geregelten kleinen Schüppchen (0,05—0,3 mm); ab und zu sind dieselben in wirren Schlieren, welche sich zum Teil der Fältelung anpassen, konzentriert. Auch filzartige Verwachsungen kommen vor. Sehr feinschuppige, verunreinigte Serizitschlieren sind meist sekundär aus Plagioklas entstanden. Öfters treten auch nur vereinzelte, kaum geregelte kleine Schuppen (bis 0,3 mm) auf.

In lagigen Gesteinsvarietäten sind die bis 0,4 mm langen Schuppen oft ausgezeichnet orientiert, lagig angeordnet und mit Biotit (oder auch Chlorit) längs verwachsen. Andere Gesteinstypen werden von unzähligen, meist isolierten kleinen Schuppen (bis 0,2 mm) durchschwärmt, die fast immer gut geregelt sind und nur gelegentlich zu dichtem Serizitgewebe (mit unter sich parallelen Schuppen) zusammentreten.

*Biotit*: Der Biotit der Zweiglimmerschiefer ist oft bis 3 mm gross und in Lagen, welche sich gelegentlich zu Nestern ausweiten, angehäuft. Die Schuppen stehen innerhalb der Lagen oft quer oder zeigen überhaupt keine Orientierung. Häufig treten enge Parallelverwachsungen mit Muskovit auf. Biotit kommt auch in vereinzelter, isolierter Schuppen ( $\varnothing$  bis 0,6 mm) vor; er ist ebenfalls ab und zu mit Muskovitlagen verwachsen. Massigere Gesteinstypen führen oft nur spärlich Biotite, welche isoliert vorkommen oder in Nestern und Schlieren etwas angesammelt sind. Meist sind sie nur undeutlich geregelt. In einigen Fällen wurden auch braune Biotite beobachtet, welche — bei gleichbleibender Doppelbrechung — allmählich in eine grüne Varietät übergehen. In den Zweiglimmergneisen ist die Mehrheit der Biotite frisch, Chloritisierung spielt nur eine untergeordnete Rolle.

In den Karbonatglimmergneisen treten zumeist 0,2—2,0 mm grosse Biotitschuppen auf, welche etwas lagig angereichert, innerhalb der Lagen zum Teil orientiert, zum Teil auch wirr gewachsen sind. Seltener wurden grosse Biotitporphyroblasten, welche quer in einem biotitreichen lepidoblastischen Grundgewebe sitzen, angetroffen. Die Biotite der karbonatreichen Gesteine sind allgemein stärker chloritisiert.

Bei den Chloritgneisen herrschen Biotitschuppen von 0,2—2,0 mm  $\varnothing$  vor, welche gut geregelt, bald vereinzelt, bald in Lagen auftreten und meist sehr stark

chloritisiert sind unter Ausscheidung von Sagenit. Querglimmer sind weit verbreitet. Grosse, teils wirre Biotitporphyroblasten ( $\varnothing$  1—6 mm) sind häufig stark xenoblastisch ausgebildet und mit vielen Einschlüssen von Epidot und Plagioklas erfüllt. Sie sind oft auch von „spiessigen“ Chloritschuppen durchwachsen. Biotit tritt gelegentlich auch als Zersetzungsprodukt von Hornblende auf.

Der Biotit der Biotitserizitschiefer ist häufig in Schuppen von 0,5 bis 3,0 mm kristallisiert und durchzieht das Gestein in gut geregelten, teils freistehenden, teils lagenartig angesammelten Blasten, welche häufig mit Serizit parallel verwachsen sind. Trotz der im allgemeinen guten Regelung treten oft zahlreiche Querbiotite auf. Noch öfters bilden die Biotite aber ein wirres Durcheinander von kleineren und grösseren Schuppen ( $\varnothing$  0,5—3,0 mm). Auch grosse porphyroblastische Schuppen ( $\varnothing$  bis 4 mm) sind häufig wirr gewachsen. Sie sind zumeist unter Sagenit-ausscheidung stark chloritisiert. Gelegentlich führen die Biotitserizitschiefer auch zahlreiche, wohlorientierte, kleine Biotite (0,4—1,0 mm  $\varnothing$ ), welche nur als freistehende, absolut frische Schuppen auftreten.

Der Pleochroismus schwankt über grosse Bereiche, wobei sich aber folgende Arten unterscheiden lassen (in der Reihenfolge ihrer Wichtigkeit):

| $n_\alpha$                        | $n_\gamma$                                                         |
|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| 1. gelbbraun, gelblichbraun       | dunkelbraun (manchmal mit Stich ins Grünliche, Rötliche oder Oliv) |
| 2. hellgelb                       | schwarzbraun bis fast opak                                         |
| 3. farblos-hellgelb-bräunlichgelb | gelbbraun-rötlichbraun-warmbraun                                   |
| 4. hellgelb-bräunlichgelb         | grün-grünbraun                                                     |

*Chlorit:* In den Chloritgneisen ist der feinschuppige Chlorit vorwiegend primär. Er durchsetzt das Gestein in unzähligen kleinen Schuppen (0,05—0,2 mm), welche — gut geregelt und meist freistehend — den lepidoblastischen Anteil des Grundgewebes bilden. In den gleichen Gesteinen ist öfters auch sekundärer Chlorit verbreitet. Die aus Biotit entstandenen Chlorite sind bis zu 4 mm gross und häufig von Sagenitgeweben erfüllt. Auch Hornblendekristalle sind oft völlig zersetzt und — pseudomorph nach der ursprünglichen Kristallform — von einem Gewirr kleinster Biotit- und Chloritschuppen erfüllt. Nur selten sind primäre Chlorite (0,5 bis 2,0 mm) in Lagen konzentriert oder zu dichtem Gewebe verflochten; dabei können auch radialstrahlige Aggregate oder „spiesschenartige“ Chloritschuppen auftreten.

Die Zweiglimmergneise und Karbonatglimmergneise führen kaum primären Chlorit, hingegen ist er in den Biotitserizitgneisen öfters anzutreffen. Meist tritt er in kleinen, parallel zur Schieferung orientierten Schuppen (0,3—0,8 mm) auf und ist oft eng mit Serizit oder Biotit verwachsen; nur selten ist er in Schlieren angehäuft.

*Quarz:* Der Quarz bildet in den meisten Fällen zusammen mit dem Plagioklas ein granoblastisches Grundgewebe (Korngrösse 0,05—0,2 mm), welches gelegentlich etwas diffuse Korngrenzen aufweist. Dazwischen sind als Spätbildungen in Linsen oder Lagen grobkörnige ( $\varnothing$  0,5—1,5 mm) Quarzaggregate kristallisiert, welche sich durch ihre sauberen wasserklaren, öfters ineinander verzahnten Kristalle auszeichnen. Diese frischen Quarzaggregate treten zum Teil auch nesterweise — ohne scharfe Trennung von der Quarz-Feldspatmosaikstruktur — auf.

In quarzreicheren Gesteinen setzt sich das granoblastische Grundgewebe im



allgemeinen aus eckigen, kleinen Quarzkörnern (0,05—0,3 mm) zusammen. Bei ausgesprochen schiefriger Textur sind die Quarzkristalle oft deutlich gelängt (bis 3 : 1) und lagenweise zwischen glimmerreichen Horizonten angeordnet.

Auch heteroblastische Strukturen sind verbreitet, wo vielfach grobe, eckige Quarzkristalle von 0,2—0,4 mm Korngrösse lose verteilt in einem Grundgewebe von feinen Quarzkörnern ( $\varnothing$  0,05 mm) sitzen. Bei stark schiefrigen Gesteinen sind vor allem die grossen Quarzkristalle gelängt und durchsetzen das Gestein in Lagen.

*Plagioklas*: Der Plagioklas der Zweiglimmergneise weist mehrheitlich die Zusammensetzung eines Albites auf und ist in grossen recht idioblastischen Individuen (0,5—2,0 mm; zum Teil porphyroblastisch bis -klastisch oder porphyrisch mit Durchmessern bis zu 5,0 mm) kristallisiert; diese sind auffällig frisch, zeigen ganze Systeme von Spaltrissen und führen viele beliebig verteilte Einschlüsse von hauptsächlich Quarz und Muskovit. Ungewöhnlich ist ferner das Vorherrschen von einfachen Zwillingen (nach dem Karlsbader Gesetz) gegenüber der üblichen polysynthetischen Verzwillingung<sup>9)</sup>. Plagioklase basischerer Zusammensetzung (Andesin) haben Korngrössen von 0,05 bis 0,1 mm und sind fast immer mosaikartig mit dem Quarz verwachsen.

Bei den Karbonatglimmergneisen tritt fast ausschliesslich Andesin (0,05 bis 1,0 mm) in Mosaikstruktur auf, wobei die Korngrenzen zum Teil etwas verschwommen sind.

Ähnlich steht es bei den Chloritgneisen; nur ist der Plagioklas deutlich saurer. Rund die Hälfte der Proben wurden als Albitoligoklas bestimmt, der Rest als Oligoklas-Andesin.

Die Biotitserizitgneise führen zur Hauptsache Andesin, der zusammen mit dem Quarz in kleinen Körnern von 0,05—0,2 mm  $\varnothing$  das granoblastische Grundgewebe aufbaut. Im kleinen Bereich zerfliessen die Plagioklaskristalle öfters zu amöbenartig-diffusen etwas grösseren Individuen (0,5—1,0 mm) mit verschwommenen Quarzeinschlüssen. Stark verbreitet ist aber auch Albitoligoklas, der sowohl mosaikartig wie der Andesin kristallisiert, als auch in grösseren Xenoblasten (0,5—2,0 mm) mit myrmekitartigen Quarzeinschlüssen von 0,03—0,1 mm Länge.

Seltener bildet der Albitoligoklas mit 2—5 mm grossen xenoblastischen Individuen eine Art grobkörnigen Grundgewebes, in welchem die übrigen, wesentlich kleineren Gemengteile schwimmen (poikiloblastische Struktur). In einigen Biotitserizitgneisen tritt auch fast reiner Albit auf, welcher sich durch frische 0,5—1,5 mm grosse (porphyroblastische bis -klastische) Kristalle mit einfachen Zwillingen und vielen Quarz- und Glimmereinschlüssen auszeichnet<sup>9)</sup>.

*Karbonat*: Beim Karbonat der Karbonatglimmergneise handelt es sich meistens um Kalzit. Dabei sind kleine Körner von 0,2—0,3 mm Durchmesser bald Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes, bald treten xenoblastische Kristalle ( $\varnothing$  0,2—0,5 mm) in Lagen, Nestern oder auch vereinzelt auf. In einigen Gesteinen kommen grosse eigengestaltige Porphyroblasten bis zu 5 mm Durchmesser vor, wobei aber das Grundgewebe frei von Karbonat bleibt.

*Granat*: Xenoblastische, einschlussreiche Granate ( $\varnothing$  2—10 mm) wiegen vor. Teils sind die Kristallformen noch isometrisch und nur die Kristallflächen von Einschlüssen durchbrochen, teils setzt sich aber das granoblastische Grundgewebe völlig durch den Kristall hindurch. Dazu ist derselbe oft samt seinen Einschlüssen

<sup>9)</sup> Vgl. Bemerkungen über die *Struktur* der Glimmergneise, S. 404.



in der Schieferung gestreckt worden. Es lassen sich auch häufig Spaltrisse senkrecht zur Längserstreckung beobachten. Idioblastische Granate ( $\varnothing$  0,1—0,4 mm; 1—5 mm) sind zum Teil völlig frei von Einschlüssen. Nur selten sind die Granate leicht chloritisiert.

*Hornblende:* Die Mehrzahl der Hornblendekristalle (0,05—10 cm) sind stark xenoblastisch und quer oder schräg zur Schieferung gewachsen. Das granoblastische Grundgewebe setzt sich meistens unbekümmert durch diese Kristalle hindurch. Die Chloritisierung und Biotitisierung ist vielfach weit fortgeschritten; oft ist nur noch eine zur alten Hornblendekristallform pseudomorphe Ansammlung von feinen Biotit- und Chloritschüppchen (häufig parallel zur allgemeinen Schieferung angeordnet!) zu sehen. Relativ frische idioblastische Hornblendestengel (bis 0,5 cm lang) mit wenigen Einschlüssen werden nur selten angetroffen.

*Akzessorien:* Epidot-Zoisit, Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil, Titanit, Stauroolith, Orthit, kohliges Pigment; Erzminerale: u. a. Pyrit, Hämatit, Limonit.

Die bei den Glimmergneisen vorherrschende *Struktur* ist porphyroblastisch mit grano-lepidoblastischem, zum Teil auch nur granoblastischem Grundgewebe. Homöo-granoblastische Strukturen sind fast nur bei den glimmerarmen Karbonatglimmergneisen verbreitet. Bei den Zweiglimmergneisen und Biotitserizitgneisen tritt öfters eine für die Tremolaserie an sich fremdartige Struktur auf. Es handelt sich um eine bald deutliche, bald etwas überprägte *Reliktstruktur*, welche sich einerseits als *porphyroklastisch* (zerbrochene und verbogene grosse Albitkristalle mit Mörtelkranz) eventuell auch blastoporphyrisch (nach teilweise erfolgter Rekristallisation), anderseits auch als *blastopsammitisch* deuten lässt.

Die *Textur* der Glimmergneise ist mehrheitlich deutlich kristallisationsschiefrig, öfters auch lagig; glimmerarme Gneise sind meist undeutlich bis verworren schiefrig. Verhältnismässig selten treten massige Typen auf.

### Mineralfazies

Die kristallisationsschiefrigen Zweiglimmergneise sind der höher-temperierten Mesozone zuzurechnen, während die porphyroklastischen, massigeren Varietäten sowie die Chloritgneise zur Epizone gehören. Zwischen Epi- und Mesozone stehen die Biotitserizitgneise und die Karbonatglimmergneise.

Die Biotitserizitgneise, Karbonatglimmergneise sowie die schiefrigen Zweiglimmergneise werden infolge ihres vorwiegenden Andesingehaltes zur hochtemperierten Epidot-Amphibolitfazies gezählt, die Chloritgneise hingegen sind bei P-T-Bedingungen umgewandelt worden, welche an der Grenze zwischen Grünschiefer- und Epidot-Amphibolitfazies herrschen.

### Herkunft

Von den Glimmergneisen der Tremolaserie existieren nur zwei chemische Analysen (L. HEZNER 1909, p. 198 und 199), wovon die eine (von einem muskovitführenden Karbonatbiotitgneis) auf sedimentären Ursprung hindeutet; das Gestein ist aus einem mergeligen Ton entstanden. In vereinzelten Fällen ist auf Grund des Dünnschliffbildes eine Entstehung aus tonhaltigem Arkosesandstein anzunehmen. Die andere Analyse (von einem serizitführenden Albitgneis) entspricht derjenigen eines Aplites von natrongranitaplitischem bis natronengadinitgranitischem Charakter. Die porphyroklastische bis blastoporphyrische Struktur und die massige Textur dieses Gesteines machen eine intrusive bis pneumatolytische Herkunft wahrscheinlich. Gegenüber Gneisen eindeutig sedimentären Ursprungs treten diese massigen Gesteine jedoch zurück. Sie umfassen nach zur Zeit vorliegenden Beobachtungen aber immerhin 20—25% der in diesem Kapitel beschriebenen Glimmergneise und gehören vor allem der Gruppe der Zweiglimmergneise an, sind aber auch bei den glimmerarmen Biotitserizitgneisen anzutreffen.

Die Chloritgneise können ihres niedrigen Kalziumgehaltes wegen nicht unbedingt von dolomitischen Sedimenten hergeleitet werden. Vielmehr kann angenommen werden, dass ein Teil des Ausgangsmaterials tuffogenen Ursprungs ist.

### 2. Glimmerschiefer (zum Teil phyllitisch)

#### Vorkommen

Glimmerschiefer im weiteren Sinne sind in der ganzen Tremolaserie weit verbreitet. Erst bei einer Unterscheidung von verschiedenen Varietäten (vgl. Abschnitt c und d) lassen sich einige Gesetzmässigkeiten in der Verteilung erkennen. Die grosse Gruppe der Biotitserizitschiefer ist vor allem in der südlichen Zone (Nelvazone, vgl. S. 439) sowie in der nördlichen Zone der Tremolaserie (östliche Pontinozone, vgl. S. 444) vertreten. Die Zweiglimmerschiefer kommen in allen Zonen vor, sind aber besonders im östlichen Teil der Tremolaserie im Bereiche der nördlichen Zone massiv angehäuft. Die Gruppe der Granatserizitphyllite ist zur Hauptsache auf die westliche Tremolaserie innerhalb der südlichen und mittleren Zone beschränkt. Chloritschiefer sind relativ spärlich und treten nur in der mittleren Zone auf.

Es kann festgestellt werden, dass Serizitgesteine im allgemeinen am Südrand der Tremolaserie angereichert sind, unabhängig davon, welche Zone mit der Trias in Kontakt steht (vgl. auch Kartenskizze auf S. 448).

### Allgemeiner Charakter

Die Glimmerschiefer nehmen recht oft mächtige Horizonte ein. Ihr Mineralbestand, die Struktur und Textur schwanken in weiten Bereichen und können lagenweise sowie im Streichen völlig wechseln. Typische solche Beispiele zeigen vor allem die Granatserizitphyllite, welche häufig in Wechsellagerung mit dezimetermächtigen, rötlichen quarzitischen Schiefern stehen. Dazu ist das ganze Gestein oft stark verfaltet. Bei den Zweiglimmerschiefern und Biotitserizitschiefern wechseln vielfach helle granatführende Horizonte mit biotitreichen Lagen. Dazwischen sind des öfters kleine, konkordante Quarzlinsen oder auch Quarzschmitzen von 20—50 cm Länge eingeschaltet. Auffällig ist die oft wellenförmige Schieferung; nicht selten ist das Gestein intensiv verfaltet. Die Verwitterung greift gern tief hinein und gibt dem Gestein ein erdiges Aussehen.

### Im Handstück

Die Gruppe der *Biotitserizitschiefer* umfasst infolge ihres stark schwankenden quantitativen Mineralbestandes recht uneinheitliche Gesteinstypen. Glimmerreiche Varietäten mit phyllitischer Textur stehen im Gegensatz zu massigen fast quarzitischen Gesteinen; dazwischen kommen alle Übergangsglieder vor. Die phyllitischen Biotitserizitschiefer lehnen sich eng an die weiter unten besprochenen Granatserizitphyllite an und zeichnen sich durch ihren hohen Serizitgehalt, die weitgehend homöoblastische Struktur und ihre meist gefaltete Textur aus. Gelegentlich führen sie kleine Granate ( $\varnothing < 1$  mm), welche ihnen das Aussehen von Knotenschiefern geben. Häufig enthalten diese Gesteine ein kohliges Pigment, welches ihnen eine grauschwarze Farbe verleiht.

Die quarzitischen Biotitserizitschiefer haben meist porphyroblastische Struktur und führen Granate (zum Teil  $\varnothing > 1$  cm) und/oder zierliche Hornblendegarben bis 10 cm Länge (umfassen einen Teil der Hornblendegarbenschiefer L. HEZNERs). Die Gesteine sind hart, brechen unregelmässig; die Bruchflächen sind mit Serizithäutchen überzogen. Diese Gesteinsart bildet das Übergangsglied zu den Quarziten.

Zwischen diesen beiden Grenztypen liegt die Hauptmasse der Biotitserizitschiefer mit bald porphyroblastischen, bald  $\pm$  homöoblastischen Strukturen. In vielen Fällen ist Granat vorhanden ( $\varnothing 0,1$ — $0,8$  cm); Hornblende tritt im allgemeinen zurück. Der Serizit ist Hauptträger der Textur, die Biotite sind oft leicht porphyroblastisch und stehen quer.

Die Gruppe der *Zweiglimmerschiefer* ist charakterisiert durch das Auftreten von grobschuppigem Muskovit neben im allgemeinen reichlichem

Biotit. Der letztere ist wohl häufig etwas porphyroblastisch aber nur selten querorientiert. Hornblendegarben (5—7 cm lang, öfters biotitisiert) oder Granate ( $\varnothing$  kleiner als 0,5 cm) sind spärlich zu finden. Nur selten führen die Zweiglimmerschiefer Graphit. Die Textur ist im allgemeinen deutlich schiefrig; vereinzelt treten aber auch massige Typen auf.

Die *Granatserizitphyllite* sind helle, seidenglänzende und sehr feinschiefrige, gefaltete Gesteine, welche durch ihre grossen Granate ( $\varnothing$  0,5 bis 3,0 cm) auffallen. Die Serizitschüppchen sind ausgezeichnet geregelt mit einer zur Lineation parallel verlaufenden intensiven Kleinfältelung. Vor allem die grossen Granatporphyroblasten sind gut eigengestaltig; sie zeigen alle Rhombendodekaeder. Schon makroskopisch lassen sich Spaltrisse sowie zahlreiche Einschlüsse erkennen. Die öfters auf dem Hauptbruch sichtbaren Knoten werden durch darunterliegende Granate verursacht. Nicht selten ist der Phyllit durch kohliges Pigment dunkel gefärbt. Der akzessorische Staurolith kann ebenfalls von blossen Auge gesehen werden; er bildet Nadeln von 2—5 mm Länge.

Die *Chloritschiefer* führen vielfach schöne Hornblendegarben (bis 10 cm lang); nur sehr selten tritt daneben auch Granat ( $\varnothing$  bis 1 cm) mit  $\pm$  xeno-

Tabelle 2. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Gesteinsvarietäten:<br>(in Reihenfolge<br>ihrer Bedeutung)                                        | Muskovit-<br>Serizit                   | Biotit              | Chlorit              | Quarz                | Plagioklas          | Granat              | Horn-<br>blende | Karbonat    | Bedeutende<br>Akzessorien |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|---------------------|----------------------|----------------------|---------------------|---------------------|-----------------|-------------|---------------------------|
|                                                                                                   | Durchschnitt und Hauptvariationsbreite |                     |                      |                      |                     |                     |                 |             |                           |
| <i>Biotitserizitschiefer</i><br>Varietät: Biotit-<br>schiefer, Serizit-<br>schiefer               | <b>35</b><br>(5–80)                    | <b>15</b><br>(5–30) | 5<br>(0–10)          | <b>35</b><br>(10–60) | <b>10</b><br>(5–15) | 5<br>(0–10)         | —               | 5<br>(0–15) | Staurolith<br>Turmalin    |
| <i>Zweiglimmerschiefer</i> (mit Muskovit)<br>Varietät: Biotit-<br>schiefer, Muskovit-<br>schiefer | <b>30</b><br>(5–50)                    | <b>20</b><br>(5–30) | 5<br>(0–10)          | <b>30</b><br>(20–50) | <b>10</b><br>(0–15) | 5<br>(0–10)         | 10<br>(0–15)    | —           | —                         |
| <i>Granatserizit-<br/>phyllit</i>                                                                 | <b>35</b><br>(25–55)                   | 5<br>(0–15)         | 5<br>(0–5)           | <b>30</b><br>(10–45) | <b>10</b><br>(5–15) | <b>10</b><br>(5–15) | —               | —           | Staurolith                |
| <i>Chloritschiefer</i>                                                                            | —                                      | 5<br>(0–5)          | <b>40</b><br>(30–45) | <b>30</b><br>(15–40) | <b>10</b><br>(5–15) | —                   | 15<br>(0–20)    | —           | —                         |

blastischen Formen auf. Das Gestein ist zwar gut geschiefert, dennoch bricht es unregelmässig und ist zuckerkörnig anzufühlen. Die Lineation der Chlorite ist sehr deutlich zu beobachten; eine Kleinfältelung fehlt hingegen. Das Gestein wittert ockerfarben an.

### Mikroskopische Merkmale

*Muskovit-Serizit:* Der Muskovit der Zweiglimmerschiefer tritt in Schuppengrössen von 0,4—2,0 mm auf. Meist ist er lagenweise angehäuft, wobei eine Lage auch nur wenige Schuppen mächtig sein kann. Innerhalb der Lagen sind die Muskovitblätter bald streng parallel zur Schieferung angeordnet, bald sind sie verbogen und verfältelt oder bilden zopfartige Verflechtungen. Diese Lagen verwachsen öfters miteinander zu einem mehr oder weniger dichten filzigen Gewebe.

Der *Serizit* der Phyllite (0,02—0,4 mm) tritt häufig in einem bald lockern, bald dichtern filzartigen Gewebe auf, wobei nur ein Teil der Schuppen parallel zur meist gefältelten Textur läuft. In vielen Bereichen sind die Serizitschüppchen zu einem wirren Gefilz verwoben. Die Textur des Serizitfilzes bricht zuweilen am Rande von Granatporphyroblasten abrupt ab, zum Teil schmiegt sie sich aber auch den Konturen des Kristalles an. In quarzitischen Phylliten bilden lockere Serizitschlieren, welche das Gestein in allen Richtungen durchziehen, oft ein netzartiges Gewebe. Bei den Biotitserizitschiefern herrschen Serizitschüppchen von 0,05—0,2 mm Länge vor, welche das Gestein in losen Schlieren parallel zur Schieferung durchziehen und dabei teilweise zu filzartigem Gewebe zusammentreten. Häufig wird das Gestein von Serizitschuppen durchschwärmt, welche nur undeutlich geregelt sind und gelegentlich auch wirre Nester bilden. Grössere, streng orientierte Schuppen (zum Teil bis 0,4 mm lang) bilden ab und zu Lagen, welche das Gestein in regelmässigen Abständen parallel zur Schieferung durchsetzen; dabei treten häufig Parallelverwachsungen mit Biotit auf. Der Serizit kann innerhalb solcher Lagen auch unregelmässig oder zopfartig verwachsen sein. Serizitreiche Gesteine sind oft völlig von lockerem bis dichtem Serizitfilz (0,03—0,3 mm) erfüllt, wobei die Schuppen bald wirr verwoben sind, bald lagenweise parallel zur Schieferung stehen oder sich einer Kleinfältelung anpassen. Feinstschuppige, unsaubere, teilweise pigmentführende Serizitlagen (0,01 mm) sind meistens durch Umwandlung aus amöbenartigen, gestreckten Plagioklasen entstanden.

*Biotit:* In den Biotitserizitschiefern treten die Biotite vielfach in grossen, xenoblastischen Schuppen ( $\varnothing$  1—4 mm) auf, welche gruppen- oder lagenweise parallel zur Schieferung liegen. Typisch sind zahlreiche grosse Querbiotite. Die grossen Biotitschuppen scheinen oft zerfetzt und führen zum Teil Einschlüsse. Häufig kommen auch kleinere Biotitschuppen (0,05—1,0 mm) vor, welche ohne Lagen oder Schlieren zu bilden in grosser Zahl und gut eingeregelt das Gestein durchziehen. Grosse xenoblastische Schuppen ( $\varnothing$  2—3 mm) sind auch oft zu wirren Nestern aggregiert; in gefältelten Gesteinen passen sie sich zum Teil etwas der Fältelung an, nicht selten durchwachsen sie aber als Porphyroblasten jegliche Textur des Gesteins. Sekundäre Biotite sind gelegentlich pseudomorph nach Hornblenden kristallisiert, wobei im allgemeinen kleine parallel zur Schieferung gerichtete Schuppen die ehemalige Kristallform der Hornblende erfüllen.

In den *Zweiglimmerschiefern* zeigen sich ähnliche Erscheinungsformen des Biotites. Nur werden die Schuppen zum Teil bedeutend grösser (bis zu 8 mm  $\varnothing$ ) und sie sind häufig auch weniger gut geregelt. Bei den Phylliten treten gelegentlich idioblastische Biotitschuppen (0,2—2,0 mm) auf, welche quer zur Serizitschieferung stehen. Die Chloritisierung (meist unter Sagenitausscheidung) ist allgemein in diesem Gesteinstyp weiter fortgeschritten.

Auf Grund des Pleochroismus können drei Gruppen von Biotiten unterschieden werden (in der Reihenfolge ihrer Wichtigkeit):

| $n_{\alpha}$                          | $n_{\gamma}$                                               |
|---------------------------------------|------------------------------------------------------------|
| 1. hellbräunlichgelb-schwach gelblich | dunkelbraun bis dunkelrötlichbraun bis dunkelgrünlichbraun |
| 2. gelbbraun                          | schwarzbraun bis grünschwarz bis fast opak                 |
| 3. farblos-hellgelblich               | hellrotbraun-hellbraun                                     |

*Chlorit*: Der primäre Chlorit der Chloritschiefer ist feinschuppig (0,05—0,3 mm). Er hängt zum Teil in Schlieren zusammen und bildet meist ein Netz von grösstenteils gut geregelten Schuppen. Gelegentlich bilden unregelmässige Schuppchen ein wirres Netz, das stellenweise zu dichtem Filz zusammengewachsen ist.

Primärer Chlorit tritt auch in den andern Glimmerschiefern auf. Er ist bald feinschuppig und bildet ein wirres Netz bis Gefilz in den Zwickeln der Porphyroblasten, bald ist er zu scheinbar spiessigen Kristallen ausgewachsen, welche quer oder schräg zur Schieferung stehen und in grösseren Biotit- oder Hornblendeporphyroblasten zu stecken scheinen. In vereinzelt Fällen kommt syngenetischer, gut geregelter Chlorit an der Seite von gleich grossen Serizitschuppen vor.

Grosse xenoblastische Schuppen ( $\varnothing$  bis zu 2 mm) mit Einschlüssen sind fast immer sekundär aus Biotit entstanden. Sagenitgewebe im Chlorit ist ein sicheres Indiz dafür. Hornblendeporphyroblasten sind gelegentlich ganz erfüllt von einem wirren Filz von Biotit und Chlorit.

*Quarz*: Gelängte Quarzkörner (0,05—0,2 mm) treten häufig vereinzelt oder in Zeilen als Zwischenlagen in lepidoblastischem Grundgewebe auf, wobei sie sich der oft gefalteten Textur anschmiegen. Zuweilen sind sie auch in Nestern angesammelt. Grobe, frische Quarzkristalle (bis 1,0 mm  $\varnothing$ ) sind vielfach in konkordanten Linsen aggregiert. In quarzreichen Gesteinen kann öfters ein granoblastisches Grundgewebe beobachtet werden, das aus kleinen, eckigen oder gerundeten, teils auch verzahnten Körnern ( $\varnothing$  0,05—0,3 mm) besteht. Nicht selten können zwei Generationen von Quarz unterschieden werden:

1. feine Kristalle (0,02—0,05 mm), die zum Teil unsauber sind, verschwommene Korngrenzen aufweisen und zusammen mit ebensolchen Plagioklaskörnern ein granoblastisches Grundgewebe bilden, welches das Gestein netzartig überzieht;
2. frische grössere Quarzaggregate (Korngrössen 0,2—0,3 mm), welche sich in Lagen oder Linsen dazwischenschalten.

*Plagioklas*: Bei den Biotitserizitschiefern herrscht zwar Andesin vor, aber auch Oligoklas und Albitoligoklas sind deutlich vertreten. Es sind meist etwas diffuse, zeilig angeordnete kleine Körner (0,02 mm) mit unscharfen Quarzeinschlüssen, welche vielfach zu linsenartigen Aggregaten (bis 0,8 mm) zusammengewachsen und öfters stark zersetzt sind. Häufig treten auch diffus-amöbenartig, parallel



der Schieferung gestreckte Individuen (1,0—1,5 mm) mit zahlreichen unverdauten Quarzeinschlüssen auf.

Der Plagioklas der Zweiglimmerschiefer ist vorwiegend ein Andesin, Oligoklas tritt zurück, Albitoligoklas fehlt praktisch. Die Kristalle sind mehrheitlich stark xenoblastisch, oft bis 2 mm gross und von kleinen Quarztröpfchen durchsetzt. Daneben treten diffus-amöbenartige Individuen wie bei den Biotitserizitschiefern auf. Diese letztere Struktur herrscht auch bei Phylliten vor, wobei allerdings die Plagioklase saurer sind (Albitoligoklas). Mosaikartige Verwachsungen zwischen feinkörnigem Andesin und Quarz (Korngrösse um 0,1 mm) wurden nur bei den Chloritschiefern angetroffen.

*Granat:* Die makroskopisch idiomorph erscheinenden Granatporphyroblasten der Phyllite zeigen unter dem Mikroskop zum Teil unregelmässige von Grundgewebe erfüllte Ränder. Etliche Granate führen auf der einen Seite des Minerals sauber begrenzte Kristallflächen, auf der Rückseite aber zerfliessen sie amöbenartig ins meist granoblastische Grundgewebe hinein. Vielfach weisen die Granate einen Durchmesser von über 1 cm auf. Sie sind zum Teil von sehr feinkörnigen Quarzeinschlüssen durchsetzt, welche oft leicht s-förmig angeordnet sind und auf eine Bewegung des Gesteins während des Granatwachstums schliessen lassen. Gelegentlich trifft man auch grössere Einschlüsse, zum Beispiel Zoisitstengel (bis 1 mm lang) oder Erzminerale. Mehr oder weniger regelmässige, unter sich parallele Spaltrisse stehen oft senkrecht zur Schieferungsrichtung des Grundgewebes. Diese Risse sind oft mit einer gelartigen, gelbbraunen Masse angefüllt. Kleine idioblastische Granatporphyroblasten ( $\varnothing$  1—2 mm) sind zum Teil in Gruppen zusammengeballt und von relativ grossen Einschlüssen ( $\varnothing$  0,2 mm) unregelmässig durchsetzt. In den Phylliten sind aber auch völlig xenoblastische Granate ( $\varnothing$  bis 1 cm) verbreitet. Diese sind nicht selten parallel zur Schieferung gelängt oder sonst durch unzählige Einschlüsse völlig formlos.

In den anderen Gesteinstypen treten ähnliche Formen von Granaten auf. Besonders auffällig sind jedoch vollkommen xenoblastisch ausgewalzte Individuen (bis 1 cm  $\varnothing$ ), welche polypen- oder skelettartig in der Schieferungsrichtung zwischen dem Grundgewebe vorgewachsen sind. Graphitführende Schiefer führen öfters kleinere Granatidioblasten ( $\varnothing$  1 mm), welche von spärlichen, parallel angeordneten, aber senkrecht zur Schieferung stehenden Einschlüssen durchsetzt sind. Die Kristalle sind als bereits ausgewachsene Porphyroblasten nochmals bewegt worden. Das von kohligem Pigment erfüllte Grundgewebe umfliesst den Kristall in Schieferungsrichtung. Das Pigment ist an den Stellen stärkster Pressung angehäuft, im Druckschatten sind Ansätze zu Quarzneukristallisationen sichtbar.

*Hornblende:* Die Hornblendekristalle erscheinen unter dem Mikroskop im allgemeinen völlig formlos, sind siebartig von unzähligen Einschlüssen durchschwärmt und/oder weitgehend in Zersetzung begriffen. *Karbonat:* Xenoblastische Körner (0,1—0,4 mm) treten vereinzelt, in Nestern oder in Schlieren auf. *Staurolith:* Der Staurolith ist in den Biotitserizitschiefern und Phylliten ein häufiges Akzessorium. In den ersteren kommt er in kleinen (0,4—2,0 mm), völlig xenoblastischen, parallel zur Schieferung gestreckten Individuen vor, welche auch voller Einschlüsse sind. In den Phylliten sind die Kristalle grösser (bis 8 mm) und im allgemeinen besser idioblastisch. Die Staurolithe sind mit Vorliebe (gelegentlich zusammen mit etwas Disthen) in Zonen erhöhten Stresses um Granatporphyroblasten herum kristallisiert. *Turmalin:* Dieses Mineral tritt ebenfalls häufig akzessorisch auf. Stengel bis



zu 0,3 mm Länge sind nicht selten anzutreffen. Viele Turmaline haben einen dunkel gefärbten Kern. Der Pleochroismus ist beträchtlich und schwankt zwischen  $n_e$  rötlich oder gräulich und  $n_\omega$  schwarzgrün oder schmutziggrün. Die Kristalle durchziehen das Gestein bald in Schwärmen, bald sind sie nester- oder lagenweise konzentriert.

*Akzessorien:* Turmalin, Staurolith, Epidot-Zoisit, Apatit, Disthen, Sagenit, Titanit, Limonit, Rutil, kohliges Pigment, Monazit, Orthit, Zirkon; Erze: u. a. Pyrit, Hämatit, Ilmenit.

Die *Struktur* der Glimmerschiefer ist fast immer porphyroblastisch mit grano-lepidoblastischem, zum Teil auch vorwiegend lepidoblastischem Grundgewebe. Nur untergeordnet kommen homöolepidoblastische Strukturen vor.

Die grosse Mehrzahl der Glimmerschiefer zeigt eine kristallisations-schiefrige bis lagige *Textur*. Öfters lässt sich eine Kleinfältelung erkennen; seltener treten verworren schiefrige Texturen auf.

### Mineralfazies

Die Granatserizitphyllite und Chloritschiefer gehören der etwas höher temperierten Epizone an; erstere sind durch das akzessorische Auftreten von Staurolith und Disthen, letztere durch ihren Andesingehalt mit der Mesozone verbunden. Die Zweiglimmerschiefer sind durch ihre Muskovit- und Andesinführung typomorph für die Mesozone, während die Biotitserizitschiefer eine vermittelnde Stellung zwischen Epi- und Mesozone einnehmen. Nach der Faziesklassifikation müssen die Serizitphyllite infolge ihres Almandin- (vgl. S. 436) und Albitgehaltes sowie die Chloritschiefer der tieftemperierten Epidotamphibolitfazies zugerechnet werden. Staurolith und Disthen sind nach verschiedenen Autoren (vgl. RAMBERG 1952, p. 147) Leitminerale für diese Fazies. Die Biotitserizitschiefer waren wegen ihres Andesingehaltes wahrscheinlich etwas höher temperiert. Die relativ am höchsten metamorphen Zweiglimmerschiefer sind vermutlich der hochtemperierten Epidotamphibolitfazies zuzuzählen.

### Herkunft

L. HEZNER (1909, p. 189—191) hat drei zur Tremolaserie gehörende Glimmerschiefer analysiert, aus welchen der sedimentäre Ursprung dieser Gesteine eindeutig hervorgeht. Danach sind die Granatserizitphyllite (und damit auch die ähnlich zusammengesetzten Zweiglimmerschiefer) aus einem ursprünglichen Ton entstanden, die Biotitserizitschiefer aus einem tonreichen Mergel.

Die meist hornblendeführenden Chloritschiefer (vgl. L. HEZNER 1909,

p. 170) könnten auf Grund ihres Tonerdeüberschusses ebenfalls als Sedi-  
mentderivate gedeutet werden; auffällig ist nur der hohe Magnesium-  
gehalt, der nicht allein durch dolomitisches Ausgangsmaterial erklärt  
werden kann, da das entsprechende Kalzium in der Analyse fehlt. Das  
letzte kann zwar schon vor der Metamorphose herausgelöst worden  
sein. Dennoch sprechen einige Gründe (vgl. S. 449) für eine Entstehung  
der chloritreichen Gesteine aus teilweise tuffogenem Ausgangsmaterial.

### 3. Hornblendeschiefer

#### Vorkommen

Hornblendeschiefer spielen in der mittleren Zone der Tremolaserie  
sowie in der nördlichen Hälfte der nördlichen Zone eine bedeutende Rolle,  
während sie im südlichen Teil der Tremolaserie stark zurücktreten. Wie  
bei den Amphiboliten und Silikat-Karbonatgesteinen ist eine gewisse  
Häufung der Vorkommen im östlichen und westlichen Teil des Unter-  
suchungsgebietes festzustellen, während sie im Bereich Orello-Alpe Stab-  
biello nur spärlich anzutreffen sind. Auffällig ist ferner die Tatsache,  
dass die in den Oberflächenprofilen über Gotthardtunnel und Garegna-  
stollen gefundenen Hornblendeschiefer in der Tiefe in Hornblendegneise  
überzugehen scheinen. Die entsprechenden in den Tunnelaufschlüssen  
angeschlagenen Hornblendegesteine weisen oftmals einen bedeutend  
höheren Plagioklasgehalt auf.

#### Allgemeiner Charakter

Die Hornblendeschiefer sind wohl das berühmteste Gestein der  
Tremolaserie. Die mannigfache Ausbildung der Hornblende, ihre ver-  
schiedenartige Anordnung und der ständige Wechsel im Mineralbestand,  
erzeugten eine Fülle von schönen Gesteinsbildern. Ein Grossteil der Horn-  
blendeschiefer ist stromatitisch ausgebildet, wobei die hellen Lagen von  
Zweiglimmerschiefern eingenommen werden. Die hornblendeführenden  
Lagen sind oft nur einige Zentimeter bis Dezimeter mächtig und keilen  
ohne äussere Ursache plötzlich aus, während wenige Meter daneben in  
anderen Niveaus neue Hornblendehorizonte einsetzen. Nicht selten findet  
man auch völlig isolierte Hornblendevorkommen. Auf Alpe Stabbiello  
wurde ein rundliches, kopfgrosses Hornblendegestein beobachtet, das  
mitten in einem hellen quarzreichen Gestein sitzt. Gelegentlich treten  
grössere Hornblendekristalle in diffus-wolkenartigen Schwärmen auf,  
welche das Gestein auch schräg zur Schieferung durchziehen.

## Im Handstück

Makroskopisch erkennbar sind Hornblende, Biotit, Serizit, Quarz, Chlorit, Granat, Epidot, Limonit und andere Erze. Es lassen sich (nach Gehalt und Gestalt der Hornblendeschiefer) drei Arten von Hornblendeschiefern unterscheiden:

1. Feinnematoblastische Hornblendeschiefer (bei höherem Plagioklasgehalt den Amphiboliten zuzurechnen), welche sich durch einen hohen Hornblendegehalt und die feinstengeligen, vorzüglich geregelten Hornblendekristalle auszeichnen. Das Gestein ist meist gut lagig, erscheint schwarzgrün und weist wegen Limonitausscheidung oft rostrote Anwitterungsfarbe auf.

2. Porphyroblastische Hornblendeschiefer mit einem mittleren Hornblendegehalt und kurzsäuligen, oft gedrunenen Hornblendeporphyroblasten, welche meist keinerlei Regelung aufweisen und das Gestein auch quer zur Textur durchwachsen. Diese letztere ist oft nur undeutlich ausgebildet, das Gestein bricht nicht selten massig. Nur bei deutlicher Glimmerführung ist die Textur schiefrig. Diese Gesteinsgruppe umfasst den Hauptteil der Hornblendeschiefer.

3. Hornblendegarbenschiefer mit schmalen, langen und zierlichen Hornblendegarben, die Zeichen eines geringen Hornblendegehaltes sind. Die schönsten und grössten Hornblendegarben treten zum Teil in Gesteinen auf, welche mehr als 95% andere Gemengteile führen und deshalb nach Definition nicht mehr zu den Hornblendeschiefern gerechnet werden dürfen. Man kann die Hornblendegarbenschiefer nach der Art ihres Grundgewebes unterteilen, wie dies L. HEZNER (1909, p. 164) getan hat.

Tabelle 3. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Hauptgemengteile                               | Durchschnitt | Hauptvariationsbreite |                             |
|------------------------------------------------|--------------|-----------------------|-----------------------------|
| Hornblende                                     | 50           | (25—80)               | Hornblendeschiefer          |
| Quarz                                          | 20           | ( 5—35)               |                             |
| Plagioklas                                     | 10           | ( 5—15)               |                             |
| In den meisten Hornblendeschiefern verbreitet: |              |                       |                             |
| Biotit                                         | 10           | ( 0—20)               | Biotit-Hornblendeschiefer   |
| Chlorit                                        | 10           | ( 0—25)               | Chlorit-Hornblendeschiefer  |
| Nur zum Teil vertreten:                        |              |                       |                             |
| Epidot                                         | 5            | ( 0—20)               | Epidot-Hornblendeschiefer   |
| Karbonat                                       | 5            | ( 0—10)               | Karbonat-Hornblendeschiefer |

Die Orientierung der Hornblendegarben ist sehr unterschiedlich. In massigen Hornblendegesteinen sind sie in beliebiger Richtung gewachsen. Bei schiefrigen Gesteinstypen liegen sie fast immer parallel zur Schieferungsfläche und sind innerhalb derselben ungeordnet; in anderen Fällen wiederum sind sie bevorzugt nach der Glimmerlineation ausgerichtet oder weisen sogar eine strenge Regelung nach derselben auf.

### Mikroskopische Merkmale

*Hornblende:* (Vgl. S. 431.) Die Hornblende der feinnematoblastischen Hornblendeschiefer ist gleich ausgebildet wie bei den Amphiboliten (vgl. S. 428). Porphyroblastische Hornblenden sind in der Mehrzahl 1—2 cm lang und haben Durchmesser von 0,5—2,0 mm. Dicksäulige Kristalle (Durchmesser 4—7 mm) sind wenig verbreitet. Beide Arten weisen in vielen Fällen recht idioblastische Formen auf und sind fast immer siebartig von zahlreichen Einschlüssen (Quarz, Epidot, Karbonat und Erz) durchsetzt, welche zum Teil parallel zur Schieferung des Gesteins liegen. Der Grad der Zersetzung ist unterschiedlich, vor allem die Chloritisierung von innen heraus ist oft weit fortgeschritten; es treten zum Teil radialstrahlige Chloritnester in der Hornblende auf. Die Biotitisierung setzt im allgemeinen vom Rande her ein und tritt im ganzen gesehen stark zurück. Die Spaltrisse der Hornblende sind nicht selten von kolloidartiger brauner Masse erfüllt; wahrscheinlich handelt es sich um ein Eisenhydroxydgel. Gelegentlich geht die grüne gemeine Hornblende am Rand in eine farblose Varietät über, welche mit Vorliebe in nadelig-faserigen Formen kristallisiert. Diese farblose Hornblende zeichnet sich durch eine etwas grössere Auslöschungsschiefe, höhere Doppelbrechung und deutlich *optisch positiven Charakter* aus. Nach WINCHELL (1951, p. 434) muss man sie als *Pargasit* bezeichnen, wobei immerhin die hohe Doppelbrechung auffällt.

Die Hornblende der Hornblendegarbenschiefer (Länge der Garben 5—15 cm) ist oft besonders xenoblastisch und reich an Einschlüssen. Sie ist auch häufig weitgehend chloritisiert. Typisch sind unregelmässige Spaltrisse, welche senkrecht zur Längserstreckung der Kristalle verlaufen und teilweise von Pigment, farbloser Hornblende, Chlorit oder Quarz erfüllt sind.

*Quarz:* Das granoblastische Grundgewebe wird von fein- und feinstkörnigem Quarz (Durchmesser 0,01—0,2 mm) aufgebaut und umfasst bald das ganze Gestein, bald nur Lagen desselben. In Gesteinstypen mit vorherrschend lepidoblastischem Grundgewebe ist der granoblastische Quarz in Nestern und Linsen konzentriert. Oft erfüllt der Quarz auch nur die Zwickel zwischen den Hornblendeporphyroblasten. Grobkörnige Quarzneubildungen treten zuweilen in Linsen auf; sie löschen immer stark undulös aus. Gelängte Quarzkörner (0,5 mm : 0,1 mm) sind gelegentlich in gut geschieferten Gesteinen zu finden.

*Plagioklas:* Der Plagioklas der Hornblendeschiefer ist mehrheitlich ein Andesin oder Oligoklas-Andesin; nur selten wurde Albitoligoklas gefunden. Mosaikartige Verwachsung der häufig gerundeten Plagioklaskörner (Durchmesser 0,02—0,2 mm) mit dem feinkörnigen Quarz herrscht bei weitem vor. Die Kristalle sind meist ausgesprochen zonar und nicht selten verzwilligt. In Partien sind die einzelnen Plagioklaskörner gelegentlich zusammengefloßen und führen zahlreiche Quarzeinschlüsse. Ab und zu treten im granoblastischen Quarzgrundgewebe porphyro-

blastische Plagioklase (Durchmesser 1—2 mm) auf, die zum Teil durch ihre Frische und die relativ guten Kristallformen auffallen. Verhältnismässig selten werden diffus-amöbenartige Plagioklasindividuen (Durchmesser oft grösser als 1,0 mm) angetroffen.

*Biotit:* Grosse, oft zerfetzte Schuppen von Biotit (vielfach grösser als 2 mm), bald wirr, bald in Lagen  $\pm$  parallel zur Schieferung angehäuft oder mitunter quer dazustehend, sind zur Hauptsache in den porphyroblastischen Hornblendeschiefern verbreitet. Sie sind meist stark chloritisiert, zuweilen unter Sagenitausscheidung. Der Biotit ist nur zum kleinen Teil sekundär aus Hornblende entstanden. Gelegentlich sind einzelne Hornblendeporphyroblasten allerdings von einem Gewirr von kleinen Biotitschuppen (Durchmesser 0,2—0,3 mm) erfüllt. Weniger häufig ist der Biotit in Zwickeln der Hornblendeporphyroblasten angesammelt. Nur selten durchzieht er das Gestein in Schlieren. Der Pleochroismus der Biotite ist Schwankungen unterworfen. Es herrscht aber vor:  $n_{\alpha}$  hellgelb,  $n_{\gamma}$  dunkelbraun. Seltener ist anzutreffen:  $n_{\alpha}$  hellgelblich,  $n_{\gamma}$  schwarzbraun oder hellbraun.

In den feinnematoblastischen Hornblendeschiefern tritt Biotit spärlich auf. Die Schuppen sind kleiner (1,0 mm), im allgemeinen besser geregelt und ausschliesslich primär.

*Chlorit:* In den meisten feinnematoblastischen Hornblendeschiefern fehlt Chlorit überhaupt. Wenn er aber vorkommt, dann ist er fast ausnahmslos primärer Entstehung und bildet entweder in gesonderten Lagen oder zusammen mit der Hornblende ein filziges Gewebe (Länge der Schuppen 0,1—0,3 mm). In den porphyroblastischen Hornblendeschiefern und Hornblendegarbenschiefern tritt primärer Chlorit (0,2—0,5 mm) häufig neben sekundären aus Biotit oder Hornblende entstandenen Chloritschuppen (meist grösser als 0,5 mm) auf.

Zuweilen sind auch schmale Biotitlamellen im Chlorit erkennbar, häufig deuten Rutil- oder Sageniteinschlüsse auf umgewandelten Biotit hin. Chlorit dringt nicht selten in scheinbar spiessigen Kristallen in den Biotit ein. Die Chloritisierung der Hornblende setzt oft längs Spaltrissen ein oder breitet sich von Einschlüssen her in radialstrahligen Aggregaten gegen den Rand des Kristalles aus. Der Chlorit bildet ab und zu einen dichten Filz, in welchem die einzelnen Schuppen nicht mehr unterschieden werden können. In Umwandlung begriffene Biotite zersetzen sich in einen Chlorit, der fast immer tintenblaue Interferenzfarben aufweist. Erst im Laufe der Zeit nimmt derselbe die übliche grüne Interferenzfarbe an. Hornblendeschiefer, welche nur sekundären Chlorit enthalten, sind recht selten. Hingegen gibt es eine ziemliche Anzahl, welche nur primären Chlorit führen, der meist als wirres Gefilz in den Zwickeln der Hornblende auftritt.

*Epidot-Klinozoisit:* Akzessorisch ist dieses Mineral in den meisten Gesteinen verbreitet. Nur selten wird es zu einem bedeutenden Gemengteil. Es treten dann oft poikiloblastische Strukturen in Erscheinung, wobei die groben Hornblendeporphyroblasten eine Art Grundgewebe bilden, welches von zahlreichen idiomorphen Epidotkristallen (0,2—1,0 mm)  $\pm$  parallel zur Schieferung durchschwärmt wird. Die Epidote zeigen oft rhombenförmige Kristallformen und weisen bunte Interferenzfarben auf. Langstengelige Klinozoisite (bis 2 mm lang, optisch neutral) treten nur untergeordnet auf.

Der Epidot der feinnematoblastischen Hornblendeschiefer hat meist gerundete Formen, ist etwas dunkler gefärbt und hat einen pigmentreichen Kern. Er ist zum Teil in lagigen Aggregaten angereichert.

*Karbonat:* Karbonat ist in fast allen Gesteinen vertreten. Meist sind es grosse xenoblastische Körner (0,5—3,0 mm), die siebartig von anderen Gemengteilen durchwachsen und oft in Nestern aggregiert sind. Es kommen aber auch häufig rundliche Körner ( $\varnothing$  0,6 mm) vor. Beide Arten sind vielfach längs Spaltrissen von Limonit erfüllt. Karbonateinschlüsse in Hornblendeporphyroblasten sind keine Seltenheit.

*Granat:* Granat tritt nur selten auf. Es sind zur Hauptsache stark xenoblastische kleinere Kristalle (Durchmesser 1—5 mm), welche siebartig von anderen Gemengteilen — vor allem Epidot und Quarz — durchwachsen sind.

*Akzessorien:* Apatit, Rutil, Magnetkies, Pyrit, Limonit, Zirkon, Turmalin, (Staurolith).

Die *Struktur* der Hornblendeschiefer ist mehrheitlich porphyroblastisch mit granoblastischem, teilweise grano-lepidoblastischem Grundgewebe. Homöoblastisch-feinnematoblastische Strukturen sind bei ausgesprochen hornblendereichen Gesteinen verwirklicht.

Die *Textur* der letzteren ist feinschiefrig bis lagig; bei den porphyroblastischen Varietäten kommen alle Übergänge zwischen massig, verworren schiefrig und gut kristallisationsschiefrig vor.

### Mineralfazies

Nach der Becke-Grubenmannschen Zoneneinteilung gehören die Hornblendeschiefer in den Grenzbereich zwischen Meso- und Epizone, wobei vor allem der primäre Chlorit auf den schwächeren Metamorphosegrad hinweist. Da nach RAMBERG (1952, p. 150) die Gleichgewichtsassoziation Epidot-Andesin als untere Grenze der Amphibolitfazies angenommen wird, sind die vorliegenden Gesteine als Grenzfazies zwischen Epidotamphibolit- und Amphibolitfazies zu bezeichnen.

### Herkunft

Der Chemismus der Hornblendeschiefer wurde von L. HEZNER (1909, p. 170—173) in vier Analysen untersucht. Diese weisen nur in zwei Fällen durch ihren Tonerdeüberschuss auf sedimentären Ursprung hin; diesen Gesteinen liegen eindeutig sandig-dolomitische bis sandig-mergelige Tone zugrunde. Die anderen zwei Hornblendeschiefer sind nach ihrem Chemismus nicht typisch sedimentär und könnten auch als Derivate eines dioritischen Gesteins betrachtet werden. Die Art ihres Auftretens, der petrographische Charakter, sowie der Graphitgehalt des einen Gesteins sprechen aber gegen diese Auffassung. Der etwas ungewöhnliche Chemismus (hoher Mg-, bei niedrigem Ca-Gehalt) des chloritreichen Hornblendeschiefers könnte auch auf tuffogenes Ausgangsmaterial hinweisen.



#### 4. Hornblendegneise

##### Vorkommen

Hornblendegneise kommen hauptsächlich in der mittleren und nördlichen Zone der Tremolaserie vor; im südlichen Teil treten sie nur spärlich auf. Im Streichen kann eine Zunahme der Hornblendegneise gegen Osten beobachtet werden; eine Anhäufung derselben ist insbesondere im Garegnastollen festzustellen, während an der entsprechenden Stelle des Oberflächenprofils vor allem Hornblendeschiefer anstehen. Als ausgesprochen arm an Hornblendegneisen erweist sich das Gebiet der östlichen Alpe Pontino.

##### Allgemeiner Charakter

Die Hornblendegneise sind in ihrem Auftreten und in ihrer Ausbildung den porphyroblastischen Hornblendeschiefen und Hornblendegarbenschiefern sehr ähnlich. Sie unterscheiden sich vielfach nur durch ihren höheren Plagioklasgehalt. Für ihre eingehendere Beschreibung wird daher auf den Abschnitt über die Hornblendeschiefer auf S. 412 verwiesen.

##### Im Handstück

Die Hornblendegneise sind meist deutlich heller als die Hornblendeschiefer. Von bloßem Auge können Hornblende, Biotit, Chlorit, Quarz, Plagioklas, Granat, Limonit und andere Erze erkannt werden. Die Gesteine sind porphyroblastisch, feinnematoblastische Varietäten fehlen. Die Hornblende ist bald in feinen Nadeln, bald dicksäulig und recht

Tabelle 4. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Hauptgemengteile                       | Durchschnitt | Hauptvariationsbreite |                                                                    |
|----------------------------------------|--------------|-----------------------|--------------------------------------------------------------------|
| Hornblende                             | <b>25</b>    | (10—40)               |                                                                    |
| Plagioklas                             | <b>25</b>    | (15—40)               | <i>Hornblendegneis</i>                                             |
| Quarz                                  | <b>30</b>    | (15—60)               |                                                                    |
| Biotit                                 | <b>10</b>    | ( 5—25)               | <i>Biotithornblendegneis</i>                                       |
| In den meisten Hornblenden verbreitet: |              |                       |                                                                    |
| Chlorit                                | 5            | ( 0—15)               | Chlorit-Hornblendegneis                                            |
| Karbonat                               | 5            | ( 0—15)               | Karbonat-Hornblendegneis<br>(meist Biotitkarbonat-hornblendegneis) |

häufig auch garbenförmig kristallisiert. Die Kristalle sind fast immer ungeordnet und haben das Gestein in allen Richtungen durchwachsen. Hingegen sind sie vielfach in Lagen angereichert.

### Mikroskopische Merkmale

*Hornblende:* Sehr verbreitet sind wirre, xenoblastische und zum Teil idioblastische, 2—5 mm lange Hornblendekristalle, welche fast immer siebartig von Einschlüssen (aus Grundgewebe) durchsetzt sind. Die Einschlüsse liegen in der Mehrzahl parallel zur Schieferung. Die Hornblende ist fast immer in Zersetzung begriffen. Neben Biotit und grünem Chlorit tritt ab und zu auch ein gelbgrüner sehr feinschuppiger Chlorit als Zersetzungsprodukt vor allem schwachpleochroitischer Hornblenden auf. Gelegentlich sind die Hornblendekristalle zerbrochen; die unregelmässigen Risse verlaufen senkrecht zur Schieferungsebene. Bei idioblastischen Kristallen sind die Einschlüsse nicht selten im Kern zusammen mit etwas Pigment angereichert. Hornblendekristalle, welche parallel zur Schieferungsebene liegen, sind im allgemeinen besser eigengestaltig als solche, welche dieselbe schräg durchwachsen haben und meist siebartig von Einschlüssen erfüllt sind. Die Einschlüsse sind darin zum Teil sogar lagig angeordnet.

Die Hornblenden sind in gewissen Gesteinen in kleinen, xenoblastischen Individuen (5 mm lang) kristallisiert, welche nesterweise bis lagenartig aggregiert sind. Nur selten bildet die Hornblende mit 0,2—1,5 cm grossen, wirr gewachsenen und vollkommen xenoblastischen Kristallen ein grobes Grundgewebe, das poikiloblastisch von unzähligen Einschlüssen (oft auch Karbonat) parallel zur Schieferungsebene durchsetzt ist. Spärlich tritt eine strahlsteinartige Hornblende auf, welche mit Vorliebe radialstrahlig (2—5 mm lange Strahlen) kristallisiert und sich durch hohe Doppelbrechung, relativ kleine Auslöschungsschiefe ( $n_{\gamma}/c = 14—17^{\circ}$ ) sowie blasser Absorptionsfarben auszeichnet. Sie ist längs Spaltrissen von Limonit und limonitisiertem Karbonat erfüllt.

*Plagioklas:* Der Plagioklas ist zum grossen Teil Andesin und Oligoklas-Andesin. Immerhin ist auch Albitoligoklas deutlich vertreten. Beim Andesin herrschen mosaikartige Strukturen (Korndurchmesser 0,05—0,2 mm) vor, wenn auch recht häufig Übergänge zu verschwommenen Kornbereichen vorkommen. Gelegentlich treten auch diffuse, grosse Individuen (0,5—1,0 cm) auf, welche zum Teil ineinander verzahnt sind und in Partien das Grundgewebe einschliessen. Bei den sauren Plagioklasen können des öfteren schlieren-amöbenartige, ausgewalzte Kristallisationen (bis 2 mm lang) beobachtet werden. Die Plagioklase sind allgemein meistens leicht zersetzt; ganz frische Kristalle werden nur selten angetroffen.

*Quarz:* In meist feinen Körnern (0,03—0,1 mm) bildet der Quarz zusammen mit dem Plagioklas (eventuell auch mit Karbonat) das granoblastische Grundgewebe. Heteroblastisches Grundgewebe (Korngrössen bis zu 0,5 mm) kann nur ausnahmsweise beobachtet werden. Zuweilen sind die Körner in der Schieferungsrichtung gelängt. Quarzneubildungen in Linsen sind wie immer grobkörnig ( $\varnothing$  bis 1 mm).

*Biotit:* Kleinere, xenoblastische Schuppen (im allgemeinen kleiner als 1 mm), teils etwas geregelt, teils in wirren Fetzen, herrschen vor. Sie sind gelegentlich in Lagen angehäuft. In schiefrigen Gesteinen treten die Biotite oft in langgestreckten

Schuppen (bis 3 mm lang, 0,1 mm breit) auf, welche streng parallel zur Schieferung gewachsen sind. Eigentliche Schlieren (zusammenhängende Bänder von Biotit-schuppen) werden nur selten angetroffen, sie durchsetzen aber bei Gelegenheit sogar Hornblendeporphyroblasten. Die Biotite sind zum Teil auch porphyroblastisch und bilden grosse, oft querstehende Fetzen (grösser als 4 mm), daneben kann ein Gewirr von kleinen, ungeordneten Schuppen (kleiner als 1 mm) im Grundgewebe auftreten. Die Biotite sind mehrheitlich primär entstanden; ihre Chloritisierung ist aber öfters weit fortgeschritten. Der Pleochroismus schwankt in weiten Grenzen: meistens ist  $n_\alpha$  bräunlichgelb und  $n_\gamma$  schwarzbraun bis schokoladebraun; stark vertreten sind auch Varietäten mit  $n_\alpha$  blassgelb und  $n_\gamma$  olivbraun; etwas seltener (meist in karbonatführenden Gesteinen) treten phlogopitartige Biotite auf.

*Chlorit:* Als Zersetzungsprodukt von Biotit und Hornblende ist Chlorit praktisch in allen Hornblendegneisen vertreten. Primärer Chlorit ist zur Hauptsache feinschuppig (0,05–0,2 mm) in Partien und Zwickeln angesammelt, nicht selten tritt er zu einem filzartigen Gewebe zusammen, das sich der Schieferung oder Kleinfältelung des Gesteins anschmiegt. In Karbonatgesteinen tritt, syngenetisch mit dem phlogopitähnlichen Biotit, ein fast farbloser, feinschuppiger Chlorit auf. Grössere Schuppen (0,5–1,0 mm) sind gelegentlich lagen- und schlierenartig angehäuft und scheinen zum Teil gleichzeitig mit dem Biotit gewachsen zu sein. Sekundär aus Biotit entstandene Chlorite sind oft bis 2 mm gross und stehen häufig quer. In Hornblenden bilden die sekundären Chlorite manchmal radialstrahlige Nester (Länge der Strahlen bis 0,5 mm).

Neben dem im allgemeinen grünen Chlorit tritt ab und zu auch ein gelbgrüner, sehr feinschuppiger Chlorit als Zersetzungsprodukt schwach pleochroitischer Hornblenden auf.

*Karbonat:* Karbonat ist akzessorisch in den meisten Hornblendegneisen zu finden. Zu einem bedeutenden Gemengteil wird es aber nur in relativ wenigen. Meist kommt Karbonat in kleinen Körnern (0,1–0,3 mm), in Linsen oder Lagen angesammelt, vor. Zuweilen treten vereinzelte Xenoblasten ( $\varnothing$  bis 2 mm) auf, welche dann auch Einschlüsse führen; kleinere xenoblastische Individuen sind gelegentlich auch in grobkörnigen frischen Quarzlinsen zu beobachten. Karbonat kann in feinen Körnern (0,05–0,3 mm) zusammen mit Quarz und Feldspat auch einen Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes darstellen.

*Granat:* Granat kommt nur selten vor. Es sind meistens stark xenoblastische und einschlussreiche Kristalle ( $\varnothing$  kleiner als 0,6 cm).

*Akzessorien:* Epidot-Zoisit, Zirkon, Apatit, Pyrit, Magnetit, Rutil, Titanit, Staurolith, Disthen.

Die *Struktur* der Hornblendegneise ist porphyroblastisch mit granoblastischem, häufig auch grano-lepidoblastischem Grundgewebe.

Die *Textur* erscheint im kleinen Bereich selten gut schiefrig, zur Hauptsache aber verworren oder undeutlich schiefrig bis massig.

### Mineralfazies

Der Mineralbestand der Hornblendegneise ist typomorph für die tiefer temperierte Meso- bis Epizone. Das Auftreten von Andesin neben Albit-

oligoklas sowie der akzessorische Disthen und Staurolith (vgl. RAMBERG 1952, p. 147) lassen auf höher temperierte Epidotamphibolitfazies schliessen.

### Herkunft

Die Hornblendegneise sind im Chemismus (bei Berücksichtigung des durchschnittlichen quantitativen Mineralbestandes) den Hornblendeschiefern ähnlich. Sie unterscheiden sich nur durch etwas geringeren Eisen- und Magnesiumgehalt sowie durch einen leicht erhöhten  $\text{SiO}_2$ -Gehalt. Das ursprüngliche Material war demzufolge ein sandig-mergeliger Ton.

### 5. Quarzite

#### Vorkommen

Quarzite treten in der ganzen Tremolaserie auf. Sie sind aber besonders angehäuft in der südlichen Zone. Zahlreicher als gewöhnlich kommen sie auch im Bereiche der Silikat-Karbonatgesteine der mittleren Zone vor. Ihre relative Häufigkeit nimmt in der östlichen Tremolaserie auf Kosten der letzteren zu.

#### Allgemeiner Charakter

Die Quarzite bilden meistens nur wenige Meter mächtige Horizonte; sie werden in keinem Bereich vorherrschend. Oft stehen sie in intensiver Wechsellagerung mit anderen Gesteinen, vor allem Granatserizitphylliten. Sie weisen häufig recht massige Textur auf. In frischem Zustand sind sie grau-weiss bis rötlich, seltener grünlich oder dunkelgrau. Auffällig ist die gelbbraune Anwitterungsfarbe vieler Quarzite.

#### Im Handstück

Makroskopisch lassen sich Quarz und Serizit, in einzelnen Fällen auch etwas Biotit, Chlorit, Granat, Erz, Limonit oder biotitisierte Hornblendestengel erkennen. Auch im Handstück erscheint das Gestein meist massig, bricht unregelmässig und ist häufig sehr hart. Die unebenen Bruchflächen sind von Serizithäutchen überzogen. Serizitreiche Quarzite sind oft zuckerkörnig und neigen zum Zerbröckeln. Daneben kommen auch Quarzite vor, welche deutlich schiefrig bis lagig sind, wobei Serizit und andere Gemengteile in Lagen parallel zu den Schieferungsflächen liegen. Rötliche Quarzite enthalten öfters feinverteilten, stark xenoblastischen Granat. Spaltrisse im Gestein sind nicht selten von frischem, glasklarem

Quarz oder auch von Kalzit erfüllt; auch Vererzungen folgen gelegentlich diesen Rissen. Die ockerbraune Anwitterungsfarbe ist nur ganz an der Oberfläche oder längs Zerrüttungszonen des Gesteins festzustellen. Es handelt sich um feinverteilten Limonit, der durch Oberflächenwasser aus akzessorischen Erzmineralien herausgelöst wurde.

Tabelle 5. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Hauptgemengteil                      | Durchschnitt | Hauptvariationsbreite | wichtigste Quarzittypen |
|--------------------------------------|--------------|-----------------------|-------------------------|
| Quarz                                | 75           | (60—90)               |                         |
| In den meisten Quarziten verbreitet: |              |                       |                         |
| Muskovit-Serizit                     | 15           | ( 0—30)               |                         |
| Plagioklas                           | 5            | ( 0—10)               | <i>Serizitquarzite</i>  |
| Karbonat                             | 5            | ( 0—20)               | <i>Karbonatquarzite</i> |
| Seltener auftretend:                 |              |                       |                         |
| Chlorit                              |              | ( 0—20)               |                         |
| Hornblende                           |              | ( 0—10)               | Chloritquarzite         |
| Biotit                               |              | ( 0— 5)               | Hornblendequarzite      |
| Granat                               |              | ( 0— 5)               |                         |

### Mikroskopische Merkmale

**Quarz:** Der Quarz hat oft die Form von isometrischen, etwas eckigen Kristallen ( $\varnothing$  0,2 mm), die unter sich leicht verzahnt sind und eine homöoblastische Pflasterstruktur bilden. Etwas seltener treten Kristalle auf, welche gerundete Querschnitte zeigen. Meist löschen sie leicht undulös aus. Es treten auch stärker ineinanderverzahnte Quarzgewebe auf, welche unregelmässig grosse, jedoch noch zur gleichen Generation gehörende Körner mit Durchmesser von 0,2 bis 1,0 mm aufweisen. Diese sind dann oft stärker undulös, löschen felderweise aus und sind nicht selten zerbrochen. In Linsen und Äderchen treten durchwegs grobkristalline Quarzneubildungen auf.

In lagigen Quarziten kommen auch in der Schieferungsrichtung gelängte, oft rechteckige Quarzkristalle vor, welche in Zeilen zwischen den Glimmer- und Feldspatlagen angeordnet sind. Das Quarzgewebe ist oft gleichkörnig, die Länge der Körner (0,3 mm) verhält sich zur Breite wie 2 : 1.

Zwei Generationen von Quarzkörnern, frische und saubere, etwas gelängte Individuen (0,8 mm lang, Länge zu Breite 3 : 1) umgeben von kleinen, verunreinigten Quarzkristallen (0,02—0,2 mm) sind in vielen Quarziten anzutreffen. Die grösseren Körner sind rekristallisiert und haben alle Verunreinigungen von sich gestossen, die kleinen sitzen oft mörtelkranzartig, zusammen mit feinem Plagioklas, um die Neubildungen herum.

Schliesslich treten auch linsenförmige grössere Kristalle (1,0—2,0 mm lang)

auf, welche allseitig von Serizit umhüllt und etwas zeilenartig angeordnet sind. In anderen Fällen bestehen die Linsen aus einem Aggregat von leicht verzahnten Kristallen ( $\varnothing$  0,5—0,7 mm).

*Muskovit-Serizit:* Massige Quarzite werden nicht selten von wirren Schwärmen von Serizitschüppchen (0,05—0,2 mm) durchzogen, welche nur in gewissen Partien eine schwache Regelung zeigen. In etwas schiefrigeren Varietäten sind die Schuppen in unregelmässigen Lagen angereichert oder auch nesterweise angehäuft. Serizitschüppchen ordnen sich gern zu Schlieren, welche das Gestein oft kreuz und quer durchziehen. In schiefrigen Quarziten werden diese Schlieren zu Lagen, welche oft streng parallel zueinander laufen und nur durch Zeilen oder Lagen von gelängten Quarzkörnern voneinander getrennt sind. Linsenförmige Quarzkristalle oder -aggregate sind oft allseits von Serizitblättchen umschlossen.

*Plagioklas:* Die meist frischen, rundlichen Plagioklaskörner ( $\varnothing$  0,03—0,3 mm) sind zum Teil mosaikartig mit dem Quarz verwachsen, zum Teil sind sie auch zer setzt und netzartig über das Gestein verteilt. Nur selten treten amöbenartige, ausgewalzte Individuen mit tropfenförmigen Quarzeinschlüssen in Erscheinung. Der Zusammensetzung nach handelt es sich sowohl um fast reinen Albit und Albit-oligoklas, als auch um Andesin. Er ist oft zonarstruiert, nur selten sind Verzwillingungen festzustellen.

*Karbonat:* In Karbonatquarziten sind die oft verzwilligten Karbonatkörner (0,5—2,0 mm) mehrfach so gross wie die Quarzkörner. In karbonatarmeren Gesteinen kommen eher kleinere Körner von 0,05—0,2 mm Durchmesser vor, welche das Gestein netzförmig durchziehen und gelegentlich nesterartig angehäuft sind.

*Chlorit:* Chlorit tritt in den meisten Quarziten als Zersetzungsprodukt von Biotit oder Hornblende auf. Die Umwandlung des Biotits erfolgt in vielen Fällen unter Ausscheidung von Sagenit. Gewisse, spärlich auftretende Quarzite werden von idiomorphen, 0,02—0,1 mm langen primären Chloritschüppchen durchsetzt, welche parallel zur Schieferung liegen ohne sich aber zu Schlieren zu vereinigen. Seltener kommt der Chlorit in nesterförmigen Aggregaten mit radialstrahliger Anordnung der Schuppen vor.

*Hornblende:* Es sind im allgemeinen nur vereinzelte, wirre Porphyroblasten (0,05—2 cm), welche siebartig vom Quarz durchsetzt sind, zu beobachten. Hornblende fehlt in den meisten Quarziten. *Biotit* tritt in vereinzelten groben Schuppen auf ( $\varnothing$  bis zu 3 mm), ist fast immer unregelmäßig und grösstenteils zu Chlorit ausgebleicht. Der Pleochroismus ist meist extrem stark:  $n_\alpha$  hellgelbbraun,  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  dunkelschokoladebraun bis dunkelbraunschwarz. *Granat*, der gelegentlich in Quarziten gefunden wird, ist vollkommen xenoblastisch, er breitet sich finger- oder netzförmig aus und ist voller Einschlüsse. *Graphitisches Pigment* ( $\varnothing$  0,01 mm) ist gelegentlich über das ganze Gestein verteilt und gibt ihm ein dunkles, kohleartiges Aussehen.

*Akzessorien:* Epidot-Zoisit, Rutil, Sagenit, Zirkon, Turmalin, Apatit, Magnetkies, Pyrit und Limonit.

Die *Struktur* der Quarzite ist zur Hauptsache granoblastisch, mit homöo-, seltener heteroblastischem Korn. Untergeordnet treten zuweilen Porphyroblasten auf. Leichte mechanische Beanspruchung ist in vielen Gesteinen offenbar. Sie äussert sich durch undulöse oder felderweise Aus-



löschung in Quarz oder das gelegentliche Auftreten von Spaltrissen in Quarz und den Porphyroblasten.

Die *Textur* ist massig, gelegentlich leicht schiefrig, selten lagig oder flatschig.

### Mineralfazies

Der Mineralbestand der Tremolaquarzite ist eine Paragenese aus dem Grenzbereich zwischen Epi- und Mesozone. Nach der Fazieseinteilung gehört sie zur Epidotamphibolitfazies.

### Entstehung

Die Quarzite sind hauptsächlich aus quarzreichen, bald tonig, bald kalkigen oder feldspatführenden Sandsteinhorizonten entstanden.

## 6. Silikat-Karbonatgesteine und Kalksilikatgesteine

### Vorkommen

Silikat-Karbonatgesteine und Kalksilikatgesteine treten mit Vorliebe an der nördlichen Grenze der Tremolaserie (am Kontakt gegen die Pratoserie oder den Soresciagneis) sowie im nördlichen Teil der mittleren Zone auf. Sie sind anderseits auch angehäuft im südlichen Teil gegen den Kontakt zur Trias. Im westlichen wie im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes scheinen sie zahlreicher verbreitet zu sein als im Raum Orello-Alpe Stabbiello.

### Allgemeiner Charakter

Das Vorkommen dieser Gesteinsart ist beschränkt auf wenig mächtige Zonen, welche sich in oft dicht aufeinanderfolgenden Horizonten repetieren, im Streichen aber jeweils rasch auskeilen. Die Silikat-Karbonatgesteine lassen sich deshalb — obwohl sie durch ihre zum Teil auffällig helle Farbe dazu geeignet wären — nicht als Leithorizonte gebrauchen. Viele dieser Gesteine zeichnen sich zudem durch eine weithin sichtbare, grüngelbe bis braungelbe Verwitterungsfarbe aus.

### Im Handstück

Makroskopisch lassen sich zwei Hauptgruppen von Gesteinen unterscheiden: 1. helle körnige, häufig massig erscheinende Karbonatgesteine und 2. dunklere, öfters gut geschieferte und meist hornblendeführende Zoisit-Epidotgesteine. Bei den ersteren kann von bloßem Auge meistens Karbonat und Serizit, in gewissen Gesteinsarten auch Biotit (Phlogopit),

Chlorit oder Hornblende erkannt werden. Bei hohem Karbonatgehalt zerfallen diese Gesteine zuckerförmig; ab und zu tritt auch grobkörniges Karbonat ( $\varnothing$  3—5 mm) auf. In den meisten Fällen scheint es sich um Dolomit zu handeln. Bei deutlichem Gehalt an Glimmermineralien (vor allem Serizit) wird das Gestein schiefrig bis feinschiefrig; die Regelung der Glimmer ist immer eine ausgezeichnete.

Bei den Zoisit-Epidotgesteinen lassen sich Epidot-Zoisit, Hornblende und Karbonat, bei einigen Abarten auch Biotit und Chlorit, selten Serizit makroskopisch bestimmen. Das Gestein ist oft lagig, wobei Hornblende und Epidot je lagenweise angereichert sind. Die Hornblende ist immer feinnematoblastisch und zusammen mit den Glimmern streng geregelt.

Tabelle 6. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

*Silikat-Karbonatgesteine*

| Hauptgemengteile       | Durchschnitt | Hauptvariationsbreite |                                |
|------------------------|--------------|-----------------------|--------------------------------|
| Karbonat               | <b>40</b>    | (20—60)               |                                |
| Quarz                  | <b>25</b>    | (10—50)               |                                |
| Plagioklas             | <b>10</b>    | ( 5—15)               |                                |
| Meistens vorhanden:    |              |                       |                                |
| Muskovit-Serizit       | 10           | ( 0—35)               | <i>Serizit-Karbonatgestein</i> |
| Nicht immer vorhanden: |              |                       |                                |
| Biotit                 | 10           | ( 0—30)               | Biotit-Karbonatgestein         |
| Chlorit                | 5            | ( 0—15)               | Chlorit-Karbonatgestein        |
| Zoisit-Epidot          | 5            | ( 0—10)               |                                |

*Kalksilikatgesteine*

| Hauptgemengteile       |           |         |                               |
|------------------------|-----------|---------|-------------------------------|
| Zoisit-Epidot          | <b>35</b> | (20—50) |                               |
| Karbonat               | <b>25</b> | (10—40) | <i>Epidotkarbonatschiefer</i> |
| Quarz                  | <b>15</b> | (10—25) |                               |
| Meistens vorhanden:    |           |         |                               |
| Hornblende             | 15        | ( 0—25) | Hornblendeepidotschiefer      |
| Nicht immer vorhanden: |           |         |                               |
| Plagioklas             | 5         | ( 0—15) | Chloritepidot-                |
| Chlorit                | 5         | ( 0—10) | karbonatschiefer              |

Mikroskopische Merkmale

*Karbonat:* Karbonat bildet in karbonatreichen Gesteinen normalerweise mit Quarz ein granoblastisches, feinkörniges ( $\varnothing$  0,2 mm) Grundgewebe. Nicht selten ist auch eine etwas zeilige Anordnung anzutreffen mit gelängten Körnern (3 : 1).

Es treten auch Gesteine mit grösseren Karbonatxenoblasten auf, welche stark ineinander verzahnt sind und zahlreiche Einschlüsse von Quarz und Hornblende führen. In relativ karbonatarmen Gesteinsvarietäten sind oft grosse Karbonatidioblasten ( $\varnothing$  1—2 mm) zu beobachten, welche auch die rhomboedrischen Spalttrisse und Zwillinge aufweisen. Längs der Spalttrisse ist häufig kolloidartiges Eisenhydroxyd (Limonit) ausgeschieden, welches dem Karbonat eine rostbraune Farbe verleiht. Karbonat ist auch öfters in Nestern angehäuft oder tritt grobkörnig in Linsen oder Adern auf.

*Zoisit-Epidot:* In epidotreichen Gesteinen erscheint der *Epidot* meistens in mehr oder weniger isometrischen, gerundeten Körnern ( $\varnothing$  0,1—0,3 mm) und bildet zusammen mit Karbonat und Quarz ein granoblastisches Gewebe. Er ist im Kern pleochroitisch ( $n_\alpha$  farblos,  $n_\gamma$  hellolivgrün) und oft von feinem Pigment erfüllt. Die Interferenzfarben sind bunt.  $n_\gamma \wedge a$  schwankt zwischen 27 und 30 Grad. Es handelt sich um Pistazit.

In anderen Gesteinstypen tritt *Klinozoisit* auf und zwar in stengeligen, oft gut idioblastischen und geregelten Kristallen (0,5—3,0 mm); nur selten werden amöbenförmig-xenoblastische Individuen beobachtet. Die Interferenzfarben sind anomalblau bis rötlichgelb,  $n_\gamma \wedge a$  ist wenig kleiner als  $25^\circ$  und der Achsenwinkel schwankt um  $90^\circ$ . Wir haben es mit einem *eisenreichen Klinozoisit* zu tun. Seltener — und fast nur als unbedeutender Gemengteil in Silikat-Karbonatgesteinen — konnte *Zoisit* festgestellt werden, der im gleichen Gestein in idiomorphen wie auch völlig xenoblastischen Formen in Erscheinung treten kann. Die optische Achsenebene steht  $\perp b$ ,  $2V$  schwankt um  $0^\circ$ , es handelt sich um  $\beta$ -*Zoisit*.

*Quarz:* In geschieferten Gesteinen ist der Quarz etwas gelängt (0,3 mm : 0,1 mm) und in Zeilen zwischen karbonatreichen Lagen angesammelt. In massigen Typen ist er ein Hauptbestandteil des granoblastischen Grundgewebes ( $\varnothing$  0,1—0,3 mm), oft füllt er aber nur Zwickel aus oder ist in groben, meist verzahnten Körnern in Linsen anzutreffen.

*Plagioklas:* In den meisten Fällen erweist sich der Plagioklas als Andesin. Mosaikartige Struktur von kleinen gerundeten Plagioklaskörnern (0,03—0,10 mm) mit ebensolchen Quarz- und Karbonatkörnern herrscht vor. Die Grenzen zwischen den Quarz- und Feldspatkörnern sind aber meist verschwommen. In zweiter Linie treten langgestreckte polypenartige Plagioklasschlieren (2—3 mm lang) auf, welche die anderen Gemengteile in der Schieferungsrichtung umfliessen. Daneben kommen auch grössere gestreckte Kristalle (3—4 mm lang, 0,8 mm breit) vor, die sich durch ihre häufig senkrecht zur Längserstreckung stehende Zwillingslamellierung auszeichnen. Eine dritte Gruppe ist dadurch gekennzeichnet, dass der Plagioklas ein Grundgewebe aus 2—3 mm grossen, xenoblastischen, amöbenartig verwachsenen Kristallen bildet, in welchem alle übrigen Gemengteile zu schwimmen scheinen.

*Muskovit-Serizit:* Er tritt häufig in einzelnen Schuppen (0,2 mm lang) auf, die nur zum Teil etwas geregelt sind. In schiefrigen Gesteinen sind diese Schuppen öfters streng parallel zur Schieferung geregelt, teilweise auch in Lagen konzentriert oder sie treten partienweise zu netzartigem Gewebe zusammen. Ausgesprochen feinschuppige Serizite (0,05—0,1 mm) bilden häufig ein filziges Gewebe. Selten kommen 0,4—0,5 mm grosse eng mit Chlorit verwachsene Schuppen vor.

*Hornblende:* Hornblende ist auf die Kalksilikatgesteine beschränkt. Sie ist teils in Lagen angereichert, teils bildet sie ein wirres Gewebe. Die vielfach xenoblasti-

schen Stengel sind 0,3—2,0 mm lang und oft von zahlreichen Epidoteinschlüssen erfüllt.

*Biotit*: Meist handelt es sich um grosse, wirr angeordnete, grösstenteils chloritisierte Schuppen (2—4 mm), wobei der Pleochroismus zwischen  $n_\alpha$  hellgelblich und  $n_\gamma$  olivbraun bis dunkeloliv-braunschwarz wechselt. Parallel zur Schieferung gestreckte Schuppen sind oft weniger pleochroitisch ( $n_\alpha$  farblos-gelblich,  $n_\gamma$  hell rötlichbraun). Nur selten treten frische 2—4 mm grosse Schuppen auf.

*Akzessorien*: Pyrit, Magnetkies, Apatit, Rutil, Turmalin, Limonit und Titanit.

*Struktur*: Die Gesteine dieser Gruppe sind vorwiegend granoblastisch, bei deutlicher Glimmerführung wird die Struktur leicht lepidoblastisch. Nur selten ist sie porphyroblastisch bei lepidoblastischem Grundgewebe.

Die *Textur* wechselt von massig über verworren schiefzig bis zu ausgezeichnet kristallisationsschiefzig.

### Mineralfazies

Die Silikat-Karbonat- und Kalksilikatgesteine gehören hauptsächlich zur Mesozone; das Auftreten von teilweise primärem Chlorit und Serizit deutet aber auf den Übergang zur Epifazies hin. Nach RAMBERG (1952, p. 150) stehen die untersuchten Gesteine an der Grenze zwischen Epidot-amphibolit- und Amphibolitfazies, da einerseits Epidot und Andesin nebeneinander im Gleichgewicht vorkommen, andererseits aber noch keine Diopsidbildung festgestellt werden kann.

### Herkunft

Die Analyse eines ganz ähnlich zusammengesetzten Kalksilikatgesteines aus den benachbarten Bündnerschiefern ist in L. J. KRIGE (1918, p. 131) publiziert. Das Ausgangsmaterial muss ein Mergel gewesen sein. Die Silikat-Karbonatgesteine lassen sich auf mehr oder weniger tonhaltige, sandige Dolomite, Kalke oder Kieselkalke zurückführen.

### 7. Amphibolite

#### Vorkommen

Das Auftreten von Amphiboliten ist zur Hauptsache beschränkt auf den nördlichsten hornblendereichen Teil der Tremolaserie. Nur ganz selten werden sie noch in der mittleren Zone angetroffen. Auch im Schichtstreichen ist eine gewisse Konzentration der Amphibolitvorkommen festzustellen. Sie sind sowohl im Westen des Untersuchungsgebietes

im Bereich zwischen Gotthardtunnel und Motto di Dentro wie auch im Osten zwischen Garegnastollen und Lago Cadagno deutlich stärker vertreten als im Gebiet von Alpe Pontino.

### Allgemeiner Charakter

Die Amphibolite treten im allgemeinen nur in schmalen, einige Zentimeter bis Meter mächtigen Lagen auf, welche mit meist hellen Gneisen wechsellagern. Nur selten und über kleinere Bereiche werden Amphibolite zum vorherrschenden Gestein. Typisch für die Amphibolite der Tremolaserie ist, dass sie in der Regel keine ausgesprochenen Bänderamphibolite sind mit messerscharfen Grenzen zwischen den hellen und dunkeln Lagen. Vielmehr sind die Übergänge immer etwas verwischt durch porphyroblastische Hornblendekristalle, welche das Gestein schief zur Textur durchwachsen. Amphibolite wittern oft rostrot an.

### Im Handstück

Von blossem Auge lassen sich Hornblende, Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot, Karbonat und Limonit erkennen. Zwei Arten von Amphiboliten müssen unterschieden werden: 1. feinnematoblastische Amphibolite, welche sich nur durch ihren höheren Plagioklasgehalt von den entsprechenden Hornblendeschiefern unterscheiden und 2. porphyroblastische Amphibolite, in welchen Plagioklas in den Zwickeln zwischen den oft kreuz und quer stehenden Hornblendestengeln sitzt. Die feinen Hornblendestengel der ersteren sind ausgezeichnet geregelt, der Plagio-

Tabelle 7. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Hauptgemengteile         | Durchschnitt | Hauptvariationsbreite |                            |
|--------------------------|--------------|-----------------------|----------------------------|
| Hornblende               | <b>50</b>    | (40—65)               |                            |
| Plagioklas               | <b>20</b>    | (15—30)               |                            |
| Quarz                    | <b>15</b>    | ( 5—30)               |                            |
| Nur zum Teil vorkommend: |              |                       |                            |
| Biotit                   | 5            | ( 0—10)               | <i>Biotit-Amphibolit</i>   |
| Chlorit                  | 5            | ( 0—10)               | <i>Chlorit-Amphibolit</i>  |
| Karbonat                 | 5            | ( 0—15)               | <i>Karbonat-Amphibolit</i> |
| Seltener auftretend:     |              |                       |                            |
| Zoisit-Epidot            |              | ( 0—15)               | Epidot-Amphibolit          |
| Erz                      |              | ( 1— 5)               |                            |

klas ist in Lagen angereichert und das Gestein hat eine entsprechend schiefrig bis lagige Textur. Die porphyroblastischen Amphibolite weisen wegen ihrer meist unregelmässigen Hornblendekristalle massige Textur auf und brechen unregelmässig.

### Mikroskopische Merkmale

*Hornblende:* In den feinnematoblastischen Amphiboliten sind die Hornblendestengelchen 0,05—1,0 mm lang, idiomorph, stets frisch und einschlussfrei und ihre Regelung ist meist vorzüglich. Häufig bilden sie lagenweise ein dichtes Gewebe.

Bei der porphyroblastischen Varietät schwankt die Grösse der Porphyroblasten bei einem Durchmesser von 0,05—1,0 cm zwischen 0,3 und 6,0 cm Länge. Allen Porphyroblasten ist die meist vollkommen xenoblastische Form und die grosse Zahl der Einschlüsse gemeinsam. Die Einschlüsse liegen zur Hauptsache parallel zur Schieferung. Bei besser idiomorphen Kristallen sind diese gelegentlich im Kern angereichert, während der Kristall oft durch gute Flächen begrenzt ist. Die Einschlüsse sind immer Bestandteile des granoblastischen Grundgewebes, also Plagioklas, Quarz, Karbonat, Epidot und Erz. Die Chloritisierung, etwas seltener die Biotitisierung, ist zum Teil schon weit fortgeschritten. Die Porphyroblasten sind fast ohne Ausnahme wirr durcheinandergewachsen.

*Plagioklas:* Feine, oft gerundete Plagioklaskörner (0,03—0,1 mm) bilden zusammen mit dem Quarz ein granoblastisches Grundgewebe. In den feinnematoblastischen Schieferungen ist der Plagioklas zusammen mit dem Quarz in Zeilen zwischen den Hornblendelagen angereichert und oft etwas in der Schieferungsrichtung gelängt. Der Plagioklas weist häufig Zonarbau auf und ist nicht selten verzwilligt. Es handelt sich fast ohne Ausnahme um sauren Andesin, der allerdings meistens trüb zersetzt ist. In gewissen Amphiboliten treten ab und zu porphyroblastische Plagioklase (2—3 mm lang) auf, welche sich durch relativ idiomorphe Formen auszeichnen.

*Quarz:* Quarz ist neben Plagioklas der Hauptbestandteil des granoblastischen Grundgewebes der Amphibolite. Seine Körner sind aber oft unregelmässig gross (0,02—0,3 mm) und zeigen eckige Formen. Kleinere Quarzlinsen und -äderchen (von einigen Millimetern bis Zentimetern Länge) durchziehen das Gestein allenthalben. Sie sind erfüllt von glasklaren Quarzkristallen (0,2—0,7 mm), die sicher Letztbildungen darstellen.

*Biotit:* In den feinnematoblastischen Varietäten stehen die kleinen Biotit-schüppchen (Durchmesser 0,2—0,3 mm) mit Vorliebe schräg oder quer zur Schieferung. Während die Hornblendeidioblasten absolut frisch bleiben, ist ein grosser Teil der Biotite in Chloritisierung begriffen. In den porphyroblastischen Amphiboliten kommen grosse zerschlitzte Schuppen ( $\varnothing$  2—3 mm) vor, welche meist unregelmässig sind. Sie sind zum Teil verwachsen mit der Hornblende, teilweise auch Umwandlungsprodukt derselben. Ihr Pleochroismus ist nicht besonders ausgeprägt:  $n_\alpha$  hellgelb,  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  khakibraun. In einem Fall konnte neben braunem Biotit auch ein grüner Biotit beobachtet werden. Das gleiche Gestein ist auch gekennzeichnet durch das gleichzeitige Auftreten von farbloser neben gewöhnlicher grüner Hornblende.



*Chlorit*: Der Chlorit der feinnematoblastischen Amphibolite scheint ausschliesslich sekundär aus Biotit entstanden zu sein. In den porphyroblastischen Gesteinen ist er zum Teil Zersetzungsprodukt der Hornblende und des Biotits. Sicher primärer Entstehung sind aber die kleinen Schuppen von 0,2—0,3 mm Länge, welche in gewissen Partien oft filzartig verwachsen sind und mehr oder weniger parallel zur undeutlichen Schieferung liegen.

*Karbonat*: Karbonat tritt bald in isolierten, xenoblastischen Körnern (Durchmesser 0,2—1,5 mm) mit Quarzeinschlüssen auf, bald ist es in Aggregaten angehäuft. Nicht selten sind intensive Verwachsungen mit den Hornblendeporphyroblasten zu beobachten.

*Zoisit-Epidot*: Kleine Körner von Epidot und Klinozoisit ( $\varnothing$  0,03 mm) sind häufig nesterweise aggregiert und haben sich in den feinnematoblastischen Amphiboliten lagenweise angesammelt. In den porphyroblastischen Gesteinen treten sie nur akzessorisch und meist als Einschlüsse in den Hornblendekristallen auf.

*Erz*: Auffällig sind die meist völlig xenoblastischen Formen ( $\varnothing$  0,6 mm), welche nicht selten siebartig von Quarz- und Epidoteinschlüssen durchsetzt sind. Kleinere gelängte oder tropfenförmige Kristalle ( $\varnothing$  0,1—0,2 mm) durchziehen das Gestein gelegentlich schwarmartig und geben ein Abbild der Textur.

*Granat* tritt selten auf; es sind kleine einschlussfreie Idioblasten ( $\varnothing$  0,4—0,6 mm), welche von Streckungshöfen umgeben sind.

*Akzessorien*: Apatit und Rutil.

Die *Struktur* der Amphibolite ist einesteils feinnematoblastisch, andernteils porphyroblastisch mit granoblastischem Grundgewebe, in welchem partienweise auch schuppig-blättrige Komponenten vorherrschen können.

Die *Textur* ist feinlagig, bei den porphyroblastischen Varietäten undeutlich bis verworren schiefbrig.

### Mineralfazies

Der Mineralbestand ist typomorph für die höher temperierte Mesozone. Nach RAMBERG (1952, p. 150 und 137) ist das Gleichgewicht zwischen Epidot-Zoisit und Andesin ein Hinweis, dass die Amphibolite der Tremolaserie im P-T-Diagramm an die Grenze zwischen die Epidot-amphibolit- und Amphibolitfazies gehören.

### Entstehung

Auf Grund fünf chemischer Analysen (HEZNER 1909, p. 180—182 und KRIGE 1918, p. 47—51) lassen sich diese Gesteine alle als Derivate dolomitischer Mergel deuten.

## II. NÄHERE CHARAKTERISIERUNG EINIGER WICHTIGER GEMENGTEILE

### 1. Plagioklas

Die Kleinheit der Plagioklasindividuen, ihr oft starker Zonarbau und das häufige Fehlen von Zwillingen oder Spaltrissen machen im allgemeinen eine genaue Bestimmung des Anorthitgehaltes schwierig. In den meisten Gesteinen erfolgte eine angenäherte Bestimmung im Dünnschliff durch Ermittlung des optischen Charakters und Vergleich der Lichtbrechung mit derjenigen von Quarz und Kanadabalsam. Diese Methode

Tabelle 8. Die Zusammensetzung der Plagioklase

| Gesteinstyp                                                     | Handstück<br>Nr.                                 | U-Tisch                                                                                                                        | nach<br>FOSTER                                                                                                     | Bemerkungen                                        |
|-----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
| <i>Glimmergneise</i><br>Biotitserizitgneis<br>blastopsammitisch | g 63 e <sub>III</sub><br>· 140<br>r 149          | An <sub>29-34</sub><br>An <sub>25-30</sub><br>An <sub>40</sub>                                                                 |                                                                                                                    | leicht zonar<br><i>invers</i> zonar                |
| massige Typen, ver-<br>mutlich eruptiven<br>Ursprungs           | g 49<br>g 61 a<br>· 71<br>· 74<br>r 183<br>r 184 | An <sub>5-8</sub><br>An <sub>0-2</sub>                                                                                         | An <sub>2</sub><br>An <sub>5-6</sub><br>An <sub>2</sub><br>An <sub>4</sub><br>An <sub>5</sub><br>An <sub>2-3</sub> |                                                    |
| <i>Glimmerschiefer</i>                                          | g 73<br>· 347                                    | An <sub>37</sub><br>An <sub>5-7</sub>                                                                                          |                                                                                                                    |                                                    |
| <i>Hornblendegneise</i>                                         | r 172<br>r 185                                   | An <sub>24-32</sub><br>Kern: An <sub>18-20</sub><br>Rand: An <sub>30</sub><br>in homogenem<br>Querschnitt:<br>An <sub>37</sub> |                                                                                                                    | ziemlich zonar<br><br>stark <i>invers</i><br>zonar |
| <i>Hornblendeschiefer</i>                                       | g 76 c<br>g 97 b                                 | An <sub>26-28</sub><br>An <sub>20-22</sub> u. An <sub>28</sub>                                                                 |                                                                                                                    | wenig zonar<br>relativ homogen                     |
| <i>Amphibolite</i>                                              | Lu/83<br>g 101                                   | An <sub>22</sub><br>Kern: An <sub>18</sub><br>Rand: An <sub>29-30</sub>                                                        |                                                                                                                    | stark <i>invers</i><br>zonar                       |
| <i>Silikat-<br/>Karbonatgestein</i>                             | Lu/66<br>g 88<br>r 150                           | An <sub>50-55</sub><br>An <sub>30</sub><br>An <sub>23-27</sub>                                                                 |                                                                                                                    | zonar<br><br>ziemlich zonar                        |

erwies sich als recht zuverlässig. Die Abweichungen gegenüber U-Tischmessungen überschreiten 5—10% Anorthitgehalt kaum. Alle Angaben in den vorhergehenden Gesteinsbeschreibungen beziehen sich auf solche angenäherten Bestimmungen.

Eine Reihe etwas grösserer Plagioklase wurde mit dem U-Tisch oder nach der Immersionsmethode an Plagioklasglas (FOSTER 1955, p. 179 bis 185) bestimmt. Die in nebenstehender Tabelle mitgeteilten Anorthitgehalte sind im allgemeinen Mittelwerte zweier Einzelbeobachtungen an verschiedenen Kristallen.

Die *sauren Plagioklase* (Albite) sind fast immer frisch, homogen und nur spärlich zu meist einfachen Zwillingen verwachsen. Oft weisen sie deutliche Spaltrisse auf. Die *basischeren Plagioklase* sind häufig stark zonar; wie an mehreren genau vermessenen Individuen festgestellt werden konnte, handelt es sich um inverse Zonarstruktur. Polysynthetische Verzwillingungen nach dem Periklingesetz sind bei diesen Feldspäten nicht selten anzutreffen. Albitzwillinge treten stark zurück. Spaltrisse sind nur spärlich zu beobachten; viele Kristalle sind in Zersetzung begriffen.

## 2. Hornblende

Der Chemismus der gesteinsbildenden Hornblende der Tremolaserie ist in STEIGER (1961, p. 128—156) beschrieben; daselbst befinden sich auch Angaben über die entsprechenden Fundorte und die Zusammensetzung des Muttergesteins.

Die Hornblenden der Tremolaserie weisen — im grossen gesehen — einen ähnlichen Chemismus auf (vgl. Tab. 10). Bedeutende Schwankungen sind nur beim Eisen und Magnesium, etwas weniger beim Aluminium festzustellen. Innerhalb enger Grenzen variieren der Silizium-, Titan-, Mangan-, Natrium- und der Wassergehalt; Calcium und Kalium bleiben fast konstant. Hornblenden, bei denen ein etwas grösserer Teil des Si durch Al ersetzt ist, zeichnen sich sowohl durch hohen Gehalt an Gesamtaluminium als auch durch relativ niedrigen Mg-Gehalt aus.

Es handelt sich um eine *gemeine Hornblende*, welche zur Hauptsache als Mischung folgender Endglieder der Hornblendereihe interpretiert werden kann:

Tabelle 9.

|                                 |                                                                          |                                       |                 |
|---------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|-----------------|
| Tr Tremolit-Aktinolith          | $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_5$                               | $(\text{OH})_2\text{Si}_8$            | $\text{O}_{22}$ |
| Ts Tschermakit-Ferrotschermakit | $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+++})_2$ | $(\text{OH})_2\text{Si}_6\text{Al}_2$ | $\text{O}_{22}$ |
| Ha Hastingsit-Ferrohastingsit   | $\text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{+++})$ | $(\text{OH})_2\text{Si}_6\text{Al}_2$ | $\text{O}_{22}$ |
| Gl Glaukophan-Riebeckit         | $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{++})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{+++})_2$ | $(\text{OH})_2\text{Si}_8$            | $\text{O}_{22}$ |

Tabelle 10. *Variationsbreite der Hornblende der Tremolaserie*

| <i>Chemische Analyse</i><br>Gew.-%                | <i>Strukturformel</i><br>(Strukturtypus: $W_{2-3}(XY)_5(OH)_2Z_8O_{22}$ ) |
|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> 40,5—43,9                        | (Z) Si <sub>6,02-6,39</sub> 8,00                                          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 14,6—17,6          | Al <sub>1,61-1,98</sub>                                                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,7— 5,6           |                                                                           |
| FeO 10,6—15,3                                     | Al <sub>0,93-1,19</sub>                                                   |
| MnO 0,2— 0,4                                      | (Y) Ti <sub>0,04-0,09</sub> 1,51—1,70                                     |
| MgO 6,6—10,7                                      | Fe <sub>0,29-0,62</sub> <sup>+++</sup> 5,03—5,21                          |
| CaO 9,2—10,6                                      |                                                                           |
| Na <sub>2</sub> O 1,3— 2,1                        | Mg <sub>1,47-2,30</sub>                                                   |
| K <sub>2</sub> O 0,3— 0,4                         | (X) Fe <sub>1,28-1,91</sub> <sup>++</sup> 3,38—3,61                       |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 2,0— 2,3            | Mn <sub>0,2</sub> -0,4                                                    |
| TiO <sub>2</sub> 0,3— 0,8                         |                                                                           |
| FeO/MgO 0,56—1,30 (Mol.prop.)                     | Na <sub>0,38-0,66</sub>                                                   |
| Fe <sup>+++</sup> /Fe <sup>++</sup> 0,23—0,41 „ „ | (W) Ca <sub>1,46-1,69</sub> 2,02—2,30                                     |
| (Y)/(X) 0,42—0,50 „ „                             | K <sub>0,06-0,08</sub>                                                    |
| Dichte 3,18—3,25                                  | (OH) OH <sub>1,98-2,20</sub> 0,98—2,20                                    |

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung lassen sich die Hornblenden der Tremolaserie in fünf Gruppen unterteilen, vgl. Tab. 11. Zur Charakterisierung der Gruppen (zugehörige Hornblenden sind in der ersten Kolonne der Tabelle aufgeführt) sind Zusammensetzung, Dichte und einige optische Daten *einer* Hornblende (Nr. der entsprechenden Mineralprobe fett gedruckt) herausgegriffen.

Der approximative prozentuale Anteil an reinen Endgliedern wurde für die in Tab. 11 angeführten Beispiele auf folgendem Wege ermittelt:

Beispiel: Hornblende r 175.

| Endglied | Na <sup>[10]</sup> | Na <sup>[8]</sup> | Ca   | (Mg, Fe <sup>++</sup> , Mn) | (Al <sup>VI</sup> , Fe <sup>+++</sup> , Ti) | Approximat. prozentualer Anteil |
|----------|--------------------|-------------------|------|-----------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------|
| 1. Gl    | —                  | 0,54              | —    | 0,81                        | 0,54                                        | 27                              |
| 2. Ha    | 0,02               | —                 | 0,04 | 0,08                        | 0,02                                        | 2                               |
| 3. Ts    | —                  | —                 | 1,11 | 1,67                        | 1,11                                        | 55                              |
| 4. Tr    | —                  | —                 | 0,31 | 0,78                        | —                                           | 16                              |
|          | 0,02               | 0,54              | 1,46 | 3,34                        | 1,67                                        | 100%                            |

Tabelle 11. Charakteristik der Hornblendegruppen

| Gruppe | umfassend<br>Hornblenden aus<br>Handstück Nr.  | Strukturformel (nach HERITSCHE u. a., 1957)                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | Mischkristall<br>aus approx.<br>(in Molekular-<br>prozenten) | Dichte | Brechungsindex<br>// c-Achse = $n_c$ | Auslöschungs-<br>schiefe in °<br>$n_y \Delta c$ | Achsenwinkel<br>- 2 V (in °) | Pleochroismus                                                        |
|--------|------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|--------|--------------------------------------|-------------------------------------------------|------------------------------|----------------------------------------------------------------------|
| I      | <b>r 175</b><br>· 390                          | (Na, K) <sub>0,02</sub> <sup>[10]</sup> (Ca <sub>0,46</sub> Na <sub>0,54</sub> ) <sup>[8]</sup><br>(Mg <sub>1,72</sub> Fe <sub>1,78</sub> <sup>++</sup> Mn <sub>0,04</sub> Al <sub>1,03</sub> Fe <sub>0,59</sub> <sup>+++</sup> Ti <sub>0,05</sub> ) <sup>[6]</sup><br>(OH) <sub>2,18</sub> (Si <sub>6,23</sub> Al <sub>1,72</sub> ) O <sub>21,82</sub> | 16 Tr<br>55 Ts<br>2 Ha<br>27 Gl                              | 3,25   | 1,688                                | 15—18                                           | 76—80                        | $n_\alpha$ gelbgrün<br>$n_\beta$ dkl. grün<br>$n_\gamma$ blaugrün    |
| II     | <b>Lu 100</b><br><b>F 4 N</b><br>· 19<br>r 152 | (Na, K) <sub>0,23</sub> <sup>[10]</sup> (Ca <sub>0,69</sub> Na <sub>0,31</sub> ) <sup>[8]</sup><br>(Mg <sub>1,47</sub> Fe <sub>1,51</sub> <sup>++</sup> Mn <sub>0,03</sub> Al <sub>1,02</sub> Fe <sub>0,52</sub> <sup>+++</sup> Ti <sub>0,08</sub> ) <sup>[6]</sup><br>(OH) <sub>2,10</sub> (Si <sub>6,26</sub> Al <sub>1,74</sub> ) O <sub>21,90</sub> | 7 Tr<br>54 Ts<br>23 Ha<br>16 Gl                              | 3,25   | 1,684                                | 14—16                                           | 75                           | $n_\alpha$ grünl. gelb<br>$n_\beta$ dkl. grün<br>$n_\gamma$ blaugrün |
| III    | <b>· 352</b><br>r 189                          | (Na, K) <sub>0,19</sub> <sup>[10]</sup> (Ca <sub>0,61</sub> Na <sub>0,39</sub> ) <sup>[8]</sup><br>(Mg <sub>1,82</sub> Fe <sub>1,66</sub> <sup>++</sup> Mn <sub>0,05</sub> Al <sub>1,08</sub> Fe <sub>0,47</sub> <sup>+++</sup> Ti <sub>0,05</sub> ) <sup>[6]</sup><br>(OH) <sub>2,16</sub> (Si <sub>6,18</sub> Al <sub>1,82</sub> ) O <sub>21,84</sub> | 11 Tr<br>52 Ts<br>18 Ha<br>19 Gl                             | 3,24   | 1,681                                | 14—16                                           | 77                           | $n_\alpha$ h. grünl. g.<br>$n_\beta$ grün<br>$n_\gamma$ bläul. grün  |
| IV     | <b>r 168</b><br>r 198                          | (Na, K) <sub>0,21</sub> <sup>[10]</sup> (Ca <sub>0,61</sub> Na <sub>0,39</sub> ) <sup>[8]</sup><br>(Mg <sub>2,04</sub> Fe <sub>1,41</sub> <sup>++</sup> Mn <sub>0,04</sub> Al <sub>0,96</sub> Fe <sub>0,58</sub> <sup>+++</sup> Ti <sub>0,05</sub> ) <sup>[6]</sup><br>(OH) <sub>2,14</sub> (Si <sub>6,21</sub> Al <sub>1,79</sub> ) O <sub>21,86</sub> | 10 Tr<br>50 Ts<br>21 Ha<br>19 Gl                             | 3,21   | 1,678                                | 17                                              | 72—74                        | $n_\alpha$ grünl. gelb<br>$n_\beta$ grün<br>$n_\gamma$ bläul. grün   |
| V      | <b>· 344</b>                                   | (Na, K) <sub>0,14</sub> <sup>[10]</sup> (Ca <sub>0,62</sub> Na <sub>0,38</sub> ) <sup>[8]</sup><br>(Mg <sub>2,30</sub> Fe <sub>1,28</sub> <sup>++</sup> Mn <sub>0,03</sub> Al <sub>1,15</sub> Fe <sub>0,29</sub> <sup>+++</sup> Ti <sub>0,07</sub> ) <sup>[6]</sup><br>(OH) <sub>2,12</sub> (Si <sub>6,34</sub> Al <sub>1,66</sub> ) O <sub>21,88</sub> | 18 Tr<br>50 Ts<br>14 Ha<br>19 Gl                             | 3,18   | 1,672                                | 16                                              | 82—86                        | $n_\alpha$ blassgelbl.<br>$n_\beta$ gelbgrün<br>$n_\gamma$ blassgrün |

Nach der von HERITSCH u. a. (1957, p. 225) bestimmten kristallchemischen Formel wurde 1. das in Achterkoordination stehende Natrium als Glaukophan-Riebeckit (Gl) und 2. das restliche Natrium sowie das Kalium (in Zehnerkoordination) als Hastingsit-Ferrohastingsit (Ha) verrechnet. Aus dem verbleibenden Aluminium wurde 3. Tschermakit-Ferrotschermakit (Ts), aus dem restlichen Kalzium 4. Tremolit-Aktinolith (Tr) gebildet. Mn wurde zu  $\text{Fe}^{++}$ , Ti zu  $\text{Fe}^{+++}$  geschlagen. Die in Viererkoordination stehenden Kationen wurden nicht berücksichtigt.

Nach dieser Berechnungsmethode bleibt zum Teil etwas Mg,  $\text{Fe}^{++}$ , Mn übrig, welches in den meisten Fällen durch Beizug des Edenit-Ferroedenitmoleküls ausgeglichen werden kann. Da der Anteil dieses Moleküls aber 2% nicht überschreitet, wurde darauf verzichtet.

Chemismus und physikalische Eigenschaften der Hornblenden stimmen nur zum Teil mit dem Diagramm von WINCHELL (1951, p. 434) überein; eine Feststellung, welche in letzter Zeit auch von anderen Autoren gemacht wurde (vgl. C. G. ENGEL, 1959, p. 973). Auch das Diagramm von TRÖGER (1956, p. 77) ist für den vorliegenden Fall zu stark vereinfacht: gute Übereinstimmung herrscht zwischen Chemismus und

Tabelle 12

| Äussere Form                                                     | $\text{SiO}_2$ | $\text{Al}_2\text{O}_3$ | $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | $\text{FeO}$ | $\text{MnO}$ | $\text{MgO}$ | $\text{CaO}$ | $\text{Na}_2\text{O}$ | $\text{K}_2\text{O}$ | $\text{H}_2\text{O}^+$ | $\text{TiO}_2$ | D | $\text{FeO/MgO}$ | $\text{Fe}^{+++}/\text{Fe}^{++}$ |
|------------------------------------------------------------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------------|----------------------|------------------------|----------------|---|------------------|----------------------------------|
| Hornblendegarben<br>(r 189, ·344)                                | ~              | +                       | ~                       | -            | ~            | +            | ~            | ~                     | -                    | ~                      | ~              | ~ | -                | ~                                |
| Grobsäulige Horn-<br>blendeporphYROblasten<br>(r 152, ·19, ·352) | -              | +                       | -                       | +            | +            | ~            | +            | ~                     | ~                    | +                      | ~              | ~ | ~                | -                                |
| Feine Hornblende-<br>porphYROblasten<br>(r 168, r 175, ·390)     | ~              | -                       | +                       | ~            | ~            | ~            | ~            | ~                     | ~                    | +                      | -              | ~ | ~                | +                                |
| Feinnematoblastische<br>Hornblende<br>(r 198, Lu 100 F 4 N)      | ~              | -                       | ~                       | ~            | -            | -            | +            | ~                     | ~                    | -                      | ~              | + | ~                | ~                                |

Tendenz: + überdurchschnittlicher Gehalt  
 - unterdurchschnittlicher Gehalt  
 ~ wechselnder Gehalt



Brechungsindex; bei Dichte und Achsenwinkel hingegen fallen die abgelesenen Werte wegen Nichtberücksichtigung des  $\text{Fe}^{+++}$ -Gehaltes deutlich neben die experimentell ermittelten.

Die Beziehungen zwischen Morphologie und Chemismus der Hornblenden sind in Tabelle 12 enthalten.

Kein Zusammenhang scheint zwischen Hornblendechemismus und der heutigen Zusammensetzung des Muttergesteins zu bestehen. Hornblenden aus Gesteinen mit recht unterschiedlichem Mineralbestand und Modus zeigen recht oft enge chemische Verwandtschaft, während solche aus gleichartigen Gesteinstypen chemisch stark voneinander differieren können.

Hingegen ist eine gewisse Abhängigkeit des Bauschemismus von der Lage des Fundortes (vgl. Fundortkarte in STEIGER 1961, p. 129) unverkennbar. Der Aluminium- sowie der Wassergehalt der Hornblende nehmen von Süden nach Norden deutlich ab, während der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt zunimmt. In der Strukturformel äussert sich das in einem von Norden nach Süden zunehmenden Ersatz des Si durch Al. Diese letztere Tatsache scheint auf eine Zunahme der Bildungstemperatur gegen Süden hinzuweisen.

### 3. Granat

Die approximative chemische Zusammensetzung des Granats wurde auf Grund seiner physikalischen Eigenschaften bestimmt.

Die *Gitterkonstanten* von zwölf untersuchten Proben schwanken zwischen 11,516 und 11,566 Å bei einem mittleren Fehler von  $\pm 0,006$  Å pro Einzelmessung. Die entsprechenden *Brechungsindizes*  $n_D$  streuen von 1,797 bis 1,812 (mittlerer Fehler pro Einzelmessung  $\pm 0,002$ ).

Ein Vergleich dieser Daten mit den Diagrammen von SRIRAMADAS (1957, p. 298) ergab, dass die vorliegenden Granate als Mischkristalle zwischen Almandin, Spessartin, Pyrop und Grossular aufgefasst werden können. Eine qualitative Spektralaufnahme zeigte, dass der Mangan-gehalt und damit der Spessartinanteil vernachlässigt werden darf. Die Granate der Tremolaserie sind deshalb dem Dreikomponentensystem

|           |                                                        |     |
|-----------|--------------------------------------------------------|-----|
| Almandin  | $\text{Fe}_3 \text{ Al}_2 \text{ Si}_3 \text{ O}_{12}$ | Alm |
| Pyrop     | $\text{Mg}_3 \text{ Al}_2 \text{ Si}_3 \text{ O}_{12}$ | Pyr |
| Grossular | $\text{Ca}_3 \text{ Al}_2 \text{ Si}_3 \text{ O}_{12}$ | Gro |

zuzuordnen.

Die Beziehungen zwischen physikalischen Eigenschaften und chemischer Zusammensetzung sind wie folgt:

Tabelle 13

| Granat aus<br>Handstück Nr. | Gitterkon-<br>stante in Å | Brechungs-<br>index $n_D$ | Approximative Zusammen-<br>setzung (in Molekularprozent) |     |     |
|-----------------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------------------------------------------|-----|-----|
|                             |                           |                           | Alm                                                      | Pyr | Gro |
| .5                          | 11,553                    | 1,798                     | 70                                                       | 17  | 13  |
| .11                         | 11,516                    | 1,801                     | 74                                                       | 24  | 2   |
| .14                         | 11,548                    | 1,803                     | 74                                                       | 16  | 10  |
| .16                         | 11,556                    | 1,804                     | 75                                                       | 13  | 12  |
| .17                         | 11,558                    | 1,812                     | 82                                                       | 7   | 11  |
| .48                         | 11,544                    | 1,797                     | 70                                                       | 20  | 10  |
| .58                         | 11,540                    | 1,806                     | 77                                                       | 16  | 7   |
| .102                        | 11,566                    | 1,804                     | 75                                                       | 10  | 15  |
| .146                        | 11,545                    | 1,804                     | 76                                                       | 15  | 9   |
| .147                        | 11,542                    | 1,809                     | 80                                                       | 13  | 7   |
| .208                        | 11,528                    | 1,800                     | 73                                                       | 22  | 5   |
| .269                        | 11,547                    | 1,807                     | 77                                                       | 13  | 10  |

Alle untersuchten Granate stammen aus Granatserizitphylliten ähnlicher Zusammensetzung. Die immerhin deutlich erkennbare Streuung im Chemismus der Granate zeigt keine Abhängigkeit von der Lage des Fundortes und muss auf unterschiedliche lokale Bildungsbedingungen zurückgeführt werden.

#### 4. Karbonat

In einer grösseren Zahl von Gesteinen wurde das Karbonat etwas genauer untersucht. Eine grobe Unterscheidung erfolgte durch Prüfung mit verdünnter Salzsäure und Anfärben mit Alaun-Hämatöxylin (vgl. FAIRBANKS 1925, p. 126) im Anschliff. In zweifelhaften Fällen wurden abgedeckte Dünnschliffe angefärbt, sowie eine Reihe von Röntgenaufnahmen an Gesteinspulver vorgenommen. Alle untersuchten Proben enthielten nur *Kalzit* oder *Dolomit* oder beides zusammen. Zuckerkörniger Dolomit wurde nur in den karbonatreichen Gesteinen des Garegna-Stollens beim Triaskontakt gefunden. Die meisten Silikat-Karbonatgesteine führen nur Kalzit, welcher gelegentlich etwas braun gefärbt ist. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass solche braunen Kalzitkristalle längs Spaltrissen von Limonit erfüllt sind. In einem Teil der Silikat-Karbonatgesteine ist Dolomit Hauptgemengteil, während Kalzit nur in Spaltrissen oder auch als kleine Einschlüsse im Dolomit vorkommt.

Bei den Karbonatgneisen sind die Verhältnisse ähnlich: Kalzit herrscht vor, Dolomit ist fast immer von etwas Kalzit begleitet.

### 5. Erze

Zur Untersuchung der in der Tremolaserie nur akzessorisch auftretenden Erze wurde eine Reihe von Erzanschliffen angefertigt.

Herr Viktor Köppel hatte die Freundlichkeit, mir dieselben näher zu bestimmen. Weitaus vorherrschend sind *Magnetkies* und *Pyrit*, welche das Gestein oft in linsenförmigen, parallel zur Schieferung gestreckten Aggregaten (0,05—1,0 cm lang) durchziehen. Auch nesterförmige Anhäufung dieser Erze ist weitverbreitet. Der Pyrit ist meist leicht kataklastisch. Magnetkies tritt sowohl in selbständigen Individuen als auch in grobkörnigen Aggregaten auf; teilweise ist er aber auch um Pyrit herum angeordnet. Oft führt er zahlreiche silikatische Einschlüsse. Er scheint meist später als der Pyrit kristallisiert zu sein.

In allen Anschliffen wurde *Kupferkies* beobachtet, welches — in untergeordneter Menge — meist als Einschlüsse oder längs Spaltrissen im Pyrit vorkommt. Selbständige Kristalle sind relativ selten anzutreffen. Auch *Ilmenit* ist fast überall vorhanden. Er bildet oftmals löcherige, grobkörnige Individuen (keine Aggregate) und führt gelegentlich Einschlüsse von *Covellin*, welcher daneben ab und zu auch selbständig oder als Zement zwischen Quarzkörnern auftritt. Der Ilmenit wird zum Teil von Magnetkies verdrängt, andererseits wurden auch Verdrängungen von Pyrit durch Ilmenit beobachtet. In seltenen Fällen zeigt der Ilmenit Entmischungserscheinungen mit perthitähnlichen Domänen von *Hämatit*. Die feinen Entmischungslamellen fehlen am Rande der Kristalle; diese letzteren sind also keine Seifenminerale. Der entmischte Ilmenit kann als geologisches Thermometer verwendet werden (vgl. S. 449).

Nur spärlich treten *Magnetit* und *Markasit* auf; der letztere als Einschlüsse in Pyrit.

## D. Stratigraphie der Tremolaserie

### 1. ALLGEMEINES

Aus den Profilbeschreibungen (vgl. Anhang, S. 521) ist deutlich zu ersehen, dass innerhalb der Tremolaserie nicht nur im Profil sondern auch im Streichen ein rascher Wechsel der Gesteinsarten erfolgt. Metermächtige Horizonte keilen oft schon nach wenigen Schritten aus. Im

Detail lässt sich kein einziges Gestein über grössere Strecken verfolgen. Der typische Granatserizitphyllit (welchen HAFNER 1958, p. 328, als Trennlinie zwischen der Nelva- und Motto di Dentrozone auffasst), der am Gotthardtunnel weit über 100 m mächtig ist, keilt gegen Osten langsam aus. Im Riale di Nelva beträgt seine Mächtigkeit kaum mehr als 50 m und in den Bachprofilen westlich der Häuser Rùtan dei Sassi fehlt er überhaupt. Eine ähnliche Erscheinung zeigen die graphitführenden Glimmerschiefer und -gneise, welche in den Wäldern nördlich und nord-östlich Airolos und im Gotthardprofil in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen sind.

Noch bedeutsamer ist die Tatsache, dass sich selbst die Tunnelprofile vom Gotthard- und Garegnastollen mit den Oberflächenprofilen nur in ganz groben Zügen korrelieren lassen. Auch hier verlieren die einzelnen Gesteinstypen rasch an Mächtigkeit. Die allzu schematisch-geometrische Auffassung, welche STAPFF im „Geologischen Profil des St. Gotthard“ (1880) und in der „Geologischen Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke“ (1885) vertritt, muss daher abgelehnt werden.

Im kleinen Bereich erweist sich eine stratigraphische Gliederung der Tremolaserie als unmöglich. Eine Unterteilung verspricht nur dann Erfolg, wenn man in grösserem Rahmen Vergleiche zieht, die Gesteine gruppenweise zusammenfasst und die Profile nach den vorherrschenden oder besonders typischen Gesteinsarten beurteilt.

## 2. VERSUCH EINER GLIEDERUNG DER ÖSTLICHEN TREMOLASERIE

Auch auf Grund ausführlicher neuer Beobachtungen an den Gesteinen des Gotthardtunnels lässt sich keine bessere Aufteilung der Tremolaserie vornehmen als diejenige von STAPFF (1880, p. 43).

Die Tremolaserie kann in drei Abschnitte gegliedert werden<sup>11)</sup>:

- a) südliche Zone: Nelvazone
- b) mittlere Zone: Zone des Sasso Rosso
- c) nördliche Zone: Pontinozone

Diese Zonen sollen im folgenden für alle Profile zusammenfassend charakterisiert werden.

---

<sup>11)</sup> Die Abtrennung der sog. Pratoserie (bei Tm. 2800 ab SP) ist auf S. 394 dargelegt und begründet worden.

**a) Nelvazone<sup>12)</sup> (südliche Zone)**

Die Nelvazone entspricht der südlichen Zone des Gotthardtunnels (Tm. 90—1142 ab SP) (vgl. S. 524).

**Gesteinsinhalt**

Folgende Gesteinstypen sind (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit) von Bedeutung:

Glimmergneise (z. T. mit Reliktstrukturen)  
Glimmerschiefer (oft phyllitisch)

Bereits stark zurücktretend:

Hornblendeschiefer  
Silikat-Karbonatgesteine  
Quarzite

**Makroskopische Beschreibung des Profils**

Es herrschen granatführende Zweiglimmergneise vor, die in grosszügiger, grober Wechsellagerung stehen mit serizitreichen, oft phyllitischen Granatglimmerschiefern. Eine intensivere Wechsellagerung ist am Kontakt zur Trias zu beobachten, wo eine Folge von feinschiefrigen Serizitschiefern, karbonatführenden Glimmerschiefern und Quarziten auftritt.

Die Hornblendeschiefer bilden nur vereinzelte, schmale Horizonte. Typische Hornblendegarben fehlen fast völlig, dafür treten kurze dicksäulige Kristalle auf, welche das Gestein oft schräg zur Textur durchwachsen haben.

Karbonatreiche Gesteine sind etwas gehäuft gegen die Trias hin, treten aber auch sonst immer wieder in wenig mächtigen Lagen auf. Ab und zu sind in bald schmaleren, bald mächtigeren Lagen auffällig helle, massige, glimmerarme Albitgesteine anzutreffen. Typisch sind ferner schmale Horizonte von meist massigen, serizitführenden Quarziten.

Zuweilen führen die Glimmerschiefer und -gneise etwas kohleartiges Pigment, was den Gesteinen ein graues Aussehen verleiht. Eigentliche

---

<sup>12)</sup> Dieser Name wurde erstmals in der Diplomarbeit des Verfassers (1957) verwendet, von HAFNER (1958, p. 329) übernommen und soll beibehalten werden, obwohl diese Zone im Riale di Vallascia vollständiger aufgeschlossen ist. Der Riale di Nelva ist der unterste Zufluss der Garegna und fliesst durch die in älteren Karten als Ronco di Berri bezeichnete Schlucht nach Süden.

Craphitserizitschiefer sind aber selten und nur auf dünne Lagen beschränkt.

Im südlichen Teil der Nelvazone steht ferner das von verschiedenen Autoren als Konglomerat- oder Psephitgneis bezeichnete Gestein an (vgl. S. 537). Gelegentlich können auch Kataklasite beobachtet werden.

### Mikroskopische Merkmale und Mineralbestand

Unter dem Mikroskop fällt auf, dass in der Nelvazone saurer *Plagioklas* im allgemeinen vorwiegt (Albit und Albitoligoklas). Myrmekitartige Verwachsungen sind auf den südlichsten Teil dieser Zone beschränkt, im zentralen Teil treten grössere, relativ idiomorphe und ziemlich frische Albitkristalle auf; gegen die Grenze zur nächsten Zone hin herrschen mosaikartige Strukturen vor.

*Biotit* ist ein wesentlicher Gemengteil (öfters über 40 Volumenprozent) der meisten Gesteine; er ist fast immer unter Sagenitausscheidung chloritisiert. Seine Absorptionsfarbe parallel zu den Spaltrissen ist meist dunkelbraun, öfters schwarzbraun, aber auch hellbraun.

Besonders typisch für die Nelvazone ist der grosse Gehalt an *Muskovit-Serizit* (häufig über 25%). Dabei überwiegt der feinschuppige serizitische Glimmer.

*Chlorit* spielt in der Nelvazone nur eine untergeordnete Rolle. Sein Gehalt überschreitet 5 Volumenprozent nur selten und er ist meist sekundärer Entstehung.

*Hornblende* tritt nur sporadisch, aber dann ziemlich massiv auf (meist über 25%). Sie ist immer zersetzt, stark xenoblastisch und voller Einschlüsse, welche parallel zur Schieferung des Gesteins liegen. An der Grenze zur nächstfolgenden Zone geht die Hornblende oft randlich in eine eisenfreie Varietät über.

*Granat* ist sehr verbreitet. Sein Durchmesser ist meist 0,5 cm und kleiner, erst im nördlichsten Abschnitt der Nelvazone werden Granate mit Durchmessern von 1—2 cm die Regel. Neben gut idiomorphen Kristallen treten auch völlig xenoblastische auf; die meisten sind voller Einschlüsse, welche nur selten s-förmig angeordnet sind, sondern meist parallel zur Schieferung liegen.

*Karbonat* ist in fast allen Gesteinen nachweisbar und nimmt in gewissen Horizonten 20—40% des Volumens ein.

*Zoisit-Epidot* ist in allen Gesteinen nur akzessorisch vorhanden.

Die für die Nelvazone spezifischen *Akzessorien* sind: Sagenit, Zirkon, Turmalin, Staurolith, Disthen und etwas Chlorit. Ferner kommen in

grosser Zahl Apatit, Magnetkies, Pyrit, seltener Hämatit, Rutil und Limonit vor.

### Textur und Regelung

Die Textur der Gesteine ist an der Grenze zur Trias ausgezeichnet lagig. Sonst ist sie oft nur undeutlich bis verworren schiefrig, nicht selten auch gefältelt. Die N-S gerichtete Lineation der Glimmer und die dazu parallele Kleinfältelung sind in fast allen Gesteinen gut zu beobachten. Typisch für die Zone sind die zahlreichen Querbiotite. Die Hornblenden sind nirgends geregelt; sie durchwachsen sogar oft die Schieferungsfläche.

Die Nelvazone zeigt eine teilweise feinere, bald eine weitläufigere Wechsellagerung; die Grenzen zwischen den einzelnen Gesteinslagen sind aber meistens verschwommen.

### Nördliche Begrenzung

Die nördliche Abgrenzung der Nelvazone ist identisch mit der von HAFNER (1958, p. 328) getroffenen. Tatsächlich steht der von HAFNER erwähnte zonentrennende Granatserizitchloritschiefer auch im Gotthardtunnel an und ist das nördlichste Gestein, welches noch alle die oben erwähnten Akzessorien führt. Dieses Gestein kann bis ins Riale die Nelva-Profil hineinverfolgt werden; weiter östlich scheint es dann aber rasch auszuweichen.

Die Grenze zur nördlich anschliessenden Zone ist im Feld durch das massive Einsetzen von Hornblendegesteinen, den sprunghaft erhöhten Chloritgehalt und das plötzliche Fehlen von Granat zu erkennen.

Mikroskopisch ist die Grenze noch schärfer definiert; im Gotthardtunnel hören die in der Nelvazone weitverbreiteten akzessorischen Mineralien Sagenit, Zirkon, Turmalin, Orthit, Staurolith und Disthen bei Tm. 1142 ab Südportal fast schlagartig auf. Weiter im Osten ist diese mikroskopisch definierte Grenze allerdings nicht mehr so scharf.

### b) Zone des Sasso Rosso<sup>13)</sup> (mittlere Zone)

Diese Zone umfasst den südlichen Abschnitt der Motto di Dentro-Zone HAFNERS (1958, p. 320) und entspricht im Gotthardtunnel der Gesteinsfolge zwischen Tm. 1142 und 1833 ab SP (mittlere Zone).

---

<sup>13)</sup> Der Name wird hier erstmals verwendet. Der Sasso Rosso ist eine auffällig rostrot anwitternde Felspartie nördlich Airolo, Ausbruchsstelle eines Bergsturzes, der im Jahre 1898 niederging.



### Gesteinsinhalt

Sie wird durch folgende Gesteinstypen aufgebaut (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit):

Chloritglimmerschiefer (zum Teil phyllitisch)  
Chloritglimmergneise  
Hornblendeschiefer

Etwas zurücktretend:

Quarzite  
Hornblendegneise  
Silikat-Karbonatgesteine und Kalksilikatgesteine  
Amphibolite

### Makroskopische Beschreibung des Profils

In der Zone des Sasso Rosso werden grosse Bereiche von Chloritglimmerschiefern und -gneisen sowie graphitführenden Glimmerschiefern und -gneisen eingenommen. Phyllitische Granatserizitschiefer sind im allgemeinen auf den nördlichsten Teil der Zone beschränkt.

Charakteristisch ist das oft massive Auftreten von Hornblendeschiefern, Quarziten und Silikatkarbonatgesteinen (seltener von Kalksilikatgesteinen). Diese letzteren fallen durch ihre braungelbe Verwitterungsfarbe auf. Die Silikat-Karbonatgesteine sind vor allem in der nördlichen Hälfte der Zone angehäuft. Im Gegensatz zur Nelvazone treten häufig Hornblendegarben auf. Nur wenige Gesteine führen Granat.

### Mikroskopische Merkmale und Mineralbestand

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass im ganzen gesehen sich Andesin (oder Oligoklas-Andesin) und Albitoligoklas ungefähr die Waage halten. Es ist immerhin auffällig, dass gegen Osten hin der Anteil des Albitoligoklas zunimmt. Der *Plagioklas* weist zur Hauptsache Mosaikstruktur auf.

*Biotit* tritt gegenüber der Nelvazone deutlich zurück; vielfach fehlt er, nur selten erreicht sein Anteil 25 Volumenprozent. Seine Absorptionsfarbe parallel zur Basis ist zur Hauptsache hellbraun, oft auch dunkelbraun und nur selten blassgelb.

*Muskovit-Serizit* spielt ebenfalls nur eine untergeordnete Rolle; meist fehlt er überhaupt, er überschreitet nur in Ausnahmefällen 25%. Fast immer ist er feinschuppig kristallisiert.

*Chlorit* nimmt in vielen Gesteinen einen bedeutenden Anteil des Volumens ein (oft über 25%); er ist in dieser Zone häufig primär.

*Hornblende* ist ein wesentlicher Gemengteil zahlreicher Gesteine. Ihr Anteil schwankt häufig zwischen 25 und 50 Volumenprozent. Die Kristalle sind im Gotthardtunnel gut eigengestaltig, im Osten meist vollkommen xenoblastisch und führen zahlreiche Einschlüsse. Bei den idioblastischen Hornblenden sind dieselben beliebig angeordnet, bei den Xenoblasten liegen sie zumeist parallel zur Schieferung des Gesteins. Auf den südlichen Teil der Zone beschränkt ist das gelegentliche Auftreten von Hornblenden, welche gegen den Rand hin in strahlige, farblose Hornblenden übergehen.

*Granat* kommt nur in wenigen Gesteinen vor, er ist angehäuft in den Granatserizitphylliten an der nördlichen Grenze der Zone. Er erreicht daselbst Durchmesser bis zu 2 cm. Die Granate sind oft mässig bis gut idioblastisch und voller Einschlüsse, die in der Mehrheit parallel zur Schieferung angeordnet sind.

*Karbonat* überschreitet in den Silikat-Karbonatgesteinen öfters 30 Volumenprozent und ist auch in vielen Gneisen ein bedeutender Gemengteil.

*Zoisit-Epidot* ist der wichtigste Bestandteil der Kalksilikatgesteine, in den meisten anderen Gesteinen ist er nur akzessorisch.

*Akzessorien*: In fast allen Gesteinen der Zone des Sasso Rosso ist Apatit, Magnetkies, Pyrit und Rutil verbreitet. Im Gotthardtunnelprofil fehlen Sagenit und Turmalin vollständig, nur in einem einzigen Gestein nahe der Grenze zur Nelvazone wurden noch Zirkon, Orthit, Disthen und Staurolith gefunden. In den östlicher gelegenen Profilen lässt sich in seltenen Fällen Staurolith, Zirkon, Turmalin, Sagenit und Orthit beobachten.

### Textur und Regelung

Die Textur der Gesteine ist in den einzelnen Profilen recht unterschiedlich; sie wird im Gotthardtunnel von Süd nach Nord immer ausgeprägter. Im Profil des Riale di Nelva zeigt sich häufig nur eine undeutliche bis verworrene Schieferung. In vielen Gesteinen ist die N-S Lineation der Glimmer deutlich zu beobachten. Dagegen ist die dazu parallele Kleinfältelung nur selten wahrnehmbar.

Biotit ist oft nesterförmig angehäuft. Die Hornblende ist im allgemeinen nur schlecht eingeregelt; eine Ausnahme bilden die Hornblendegarbenschiefer über dem Gotthardtunnel, in welchen die Hornblendekristalle und sogar die Garben oft parallel zur N-S Lineation der Glimmer verlaufen.

Die Gesteine der Zone des Sasso Rosso sind im allgemeinen wegen der zurücktretenden Glimmer nicht besonders gut schiefbrig.

### Nördliche Begrenzung

Die Grenze zur nächstfolgenden Zone ist im Westen des Untersuchungsgebietes definiert durch das nördlichste Auftreten von graphitführenden Horizonten (vgl. STAPFF 1880, p. 48), im Osten (Profil Orello-Canaria) durch das Auftreten eines Granatserizitphyllites (ähnlich dem Trennhorizont zwischen Nelvazone und Zone des Sasso Rosso). Das Übergangsglied ist ein graphitführender Granatserizitphyllit, der auf Quote 1870 m im Bachbett des Riale di Nelva ansteht.

### c) Pontinozone<sup>14)</sup> (nördliche Zone)

Diese Gesteinszone entspricht dem nördlichen Teil der Zone von Motto di Dentro HAFNERS (1958, p. 320) und steht im Gotthardtunnel zwischen Tm. 1833 und 2800 ab SP (nördliche Zone) an. Sie ist die am besten untersuchte Zone der Tremolaserie, da sie auch im Lucendrostollen und Garegnastollen in ihrem ganzen Profil aufgeschlossen ist.

### Gesteinsinhalt

Die wichtigsten Gesteinstypen dieser Zone sind (in der Reihenfolge ihrer Bedeutung):

Glimmergneise (z. T. mit Reliktstrukturen)  
Hornblendeschiefer und -gneise  
Glimmerschiefer

Etwas zurücktretend:

Amphibolite  
Silikat-Karbonat- und Kalksilikatgesteine  
Quarzite

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Im allgemeinen kann innerhalb der Pontinozone zwischen einem vorwiegend aus hornblendearmen, oft recht massigen Glimmergneisen und

---

<sup>14)</sup> So benannt nach der grossen Alpweide Alpe Pontino, welche auf der Terrasse oberhalb der Wälder Airolos und der Val Canaria liegt. Der Name wird hier zum ersten Mal gebraucht.

-schiefern bestehenden südlichen Teil und einem hornblende-, kalksilikat- und karbonatreichen, stark stromatitischen Gesteinskomplex im Norden unterschieden werden.

Die Amphibolite sowie die feinnematoblastischen Hornblendeschiefer sind fast ausschliesslich auf die Grenzzone gegen die Pratoserie oder den Soresciagneis beschränkt. Hornblendegarben sind in dieser Zone weit verbreitet und auch am schönsten ausgebildet. Sie treten im Gegensatz zur nördlich anschliessenden Pratoserie *neben* ausgesprochenen Amphiboliten auf.

### Mikroskopische Merkmale und Mineralbestand

Die Auszählung der Dünnschliffe deutet auf eine Zunahme des Plagioklasgehaltes (25—40%) gegenüber den südlichen Zonen der Tremolaserie. In den sedimentogenen Gesteinen handelt es sich meistens um *Andesin*. Allgemein fällt auf, dass der Plagioklasgehalt im Stollen und Tunnel oft deutlich höher ist als beim Oberflächenprofil. Der *Plagioklas* zeigt zur Hauptsache Mosaikstruktur, gelegentlich ist diese in kleinen Bereichen etwas diffus verschwommen; oft treten aber auch grössere, amöbenartige Individuen auf. Eine Anhäufung grösserer Idioblasten, als frische Kristalle mit Spaltrissen, wurde im zentralen Teil der Pontinozone beobachtet.

*Biotit* ist im Gegensatz zur Zone des Sasso Rosso fast überall verbreitet, sein Gehalt schwankt zwischen 15 und 25%. Parallel zu den Spaltrissen weist er meist eine schwarzbraune, im Bereiche des Gotthardtunnels eine grünbraune Absorptionsfarbe auf. Hellbraune Absorptionsfarben sind die Ausnahme.

*Muskovit-Serizit* hat wie der Biotit wieder an Bedeutung gewonnen und kommt in den meisten Gesteinen vor, sein Gehalt überschreitet — vor allem in der östlichen Pontinozone — in vielen Fällen 25 Volumenprozent. Auffällig ist das Vorherrschen von grobschuppigem *Muskovit* im südlichen Teil der Pontinozone.

*Chlorit* tritt gegenüber der Zone des Sasso Rosso deutlich zurück. Nur im nördlichen Teil der Pontinozone, wo er dann meist primär ist, nimmt er gelegentlich 15—20% des Volumens ein.

*Hornblende* ist der vorherrschende Gemengteil vor allem der nördlichen Pontinozone. Sie ist ausser in feinnematoblastischen Hornblendeschiefern und Amphiboliten immer zersetzt und führt zahlreiche Einschlüsse, welche parallel zur Schieferung orientiert sind. Im Westen ist sie im allgemeinen relativ gut eigengestaltig, im Osten ist sie häufig vollkommen xenoblastisch.

*Granat* kommt in vielen Gesteinen vor. Die Durchmesser sind häufig kleiner als 0,5 cm, nur im Garegnastollen sind sie bis zu 1,0 cm und grösser gewachsen. Bald sind sie gut idiomorph, bald nur mässig und häufig zeigen sie auch vollkommen xenoblastische Formen. Im Westen sind sie meist voller Einschlüsse, welche fast immer parallel zur Schieferung des Gesteins liegen, während die weniger zahlreichen Einschlüsse in den östlichen Profilen mehrheitlich beliebig angeordnet sind. S-förmig angeordnete Einschlüsse sind in dieser Zone kaum anzutreffen.

*Karbonat* kann fast in allen Gesteinen festgestellt werden. Mehr als 3–5% sind aber selten. Silikat-Karbonatgesteine hingegen führen oft über 30% Karbonat.

*Zoisit-Epidot* ist akzessorisch in allen Gesteinen vorhanden und ist neben Karbonat Hauptgemengteil der Kalksilikatgesteine.

Die *Akzessorien* der Pontinozone wechseln im Streichen. Im Bereich des Gotthardtunnels und des Lucendrostollens treten die im Osten relativ häufig anzutreffenden Akzessorien Sagenit, Turmalin, Staurolith und Zirkon nur selten auf oder fehlen überhaupt. Disthen wurde in der Pontinozone nirgends festgestellt. Allgemein verbreitet sind hingegen Apatit, Rutil, Magnetkies, Pyrit und Titanit.

### Textur und Regelung

Die Textur der Gesteine ist im Dünnschliffbereich im allgemeinen deutlich bis gut kristallisationsschiefrig. Gegen die Grenze zur Pratoserie oder den Soresciagneis hin wird sie oft lagig, im Süden ist sie gelegentlich gefältelt.

Die Glimmer zeigen eine gute bis ausgezeichnete N–S verlaufende Regelung, in serizitreichen Schiefen ist auch die dazu parallele Kleinfältelung gut erkennbar. Die Hornblendegarben sowie die groben Hornblendeporphyroblasten sind kaum orientiert. Sie durchschlagen häufig die Texturflächen. Nur das feinfilzige Hornblendegewebe der dunkeln Hornblendeschiefer und Amphibolite ist streng parallel zur Glimmerlineation angeordnet. Die Gesteine der Pontinozone weisen eine typisch stromatitische Lagerung auf. Die Grenzen zwischen den verschiedenen Lagen sind jedoch im allgemeinen etwas verschwommen und unterscheiden sich dadurch von der nördlich anschliessenden Pratoserie.

### 3. VERLAUF DER ZONEN (vgl. Fig. 2 auf S. 448)

Eine Abschätzung der Mächtigkeit der oben definierten drei Zonen der Tremolaserie ergibt folgende Resultate:

Tabelle 14

| Profil                     | Lucen-<br>dro<br>(I)  | Gott-<br>hard<br>(II) | R. d.<br>Nelva<br>(III) | R. d.<br>Fon-<br>tanelle | Orello<br>(IV) | Stab-<br>biello<br>(V) | Garegna<br>(VI)                          | Corandoni<br>(VII) |
|----------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|--------------------------|----------------|------------------------|------------------------------------------|--------------------|
|                            | Mächtigkeit in Metern |                       |                         |                          |                |                        |                                          |                    |
| Pontino-<br>zone           | 825                   | 850                   | 850                     |                          | 650            | 900                    | Stollen:<br>850<br>Oberfl.<br>450<br>50? | mind. 300          |
| Zone des<br>Sasso<br>Rosso | —                     | 600                   | 450                     |                          | 600            |                        |                                          | —                  |
| Nelvazone                  | —                     | 925                   | 225                     | 150                      | —              | —                      | —                                        | —                  |

Die am Gotthard recht mächtige *Nelvazone* scheint gegen Osten rasch auszuweichen; im Bachtobel westlich Rütan bei Sassi befindet sich der letzte Aufschluss. Ihre grösste Mächtigkeit von ca. 1,0 km erreicht die Nelvazone am Westrand des Untersuchungsgebietes zwischen Motto Bartola und Fondo del Bosco. Nach HAFNER (1958, p. 329) werden die südlichen Schichten der Zone gegen Westen sukzessive von der Trias abgeschnitten. Nördlich Villa im Bedrettal verschwinden sie unter der Trias.

Die *Zone des Sasso Rosso* schwillt gegen Osten im Bereich des Profils von Orello nochmals zu etwas grösserer Mächtigkeit an; sie fehlt aber im Profil von Alpe Stabbiello und im Oberflächenprofil über dem Garegnastollen.

Im Garegnastollen selber kann sie nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, da die charakteristischen graphitführenden Gesteine sowie der Granatserizitphyllithorizont fehlen. Der hohe Karbonatgehalt, das Auftreten von Quarziten sowie der allgemeine Charakter der am Kontakt gegen die Trias ca. 30 m mächtigen Gesteinsfolge machen es aber durchaus wahrscheinlich, dass es sich um Gesteine der nördlichen Grenzzone zwischen der Sasso Rosso- und der Pontinozone handelt.

Der Verlauf der Zone des Sasso Rosso gegen Westen ist unbestimmt, da HAFNER diese Zone nicht ausgeschieden hat. Immerhin ist das Vorkommen graphitführender Gesteine in der südlichen Nelvazone und auch in seiner Zone von Motto di Dentro ausdrücklich erwähnt (HAFNER 1958, p. 342 und 334).

Eine recht beständige Mächtigkeit weist die *Pontinozone* auf. Nur beim Profil Orello wird sie auf Kosten des hornblendereichen nördlichen Teiles vorübergehend etwas schmaler. Sie wird östlich des Lago Cadagno bei Pian Murinascia von der Trias überfahren. Die letzten Aufschlüsse bestehen aus hornblendereichen Gesteinen des nördlichen Teils der Zone.

Ihre grösste Mächtigkeit (ca. 900 m) zeigt die *Pontinozone* westlich des Untersuchungsgebietes nördlich Villa im Bedrettetal. Der westlichste Aufschluss befindet sich im Riale di Ronco; er umfasst nur noch den nördlichen Teil der Zone (vgl. HAFNER 1958, p. 321).

Der ungefähre Verlauf der Zonen im Untersuchungsgebiet ist auf der Kartenskizze Fig. 2 wiedergegeben.

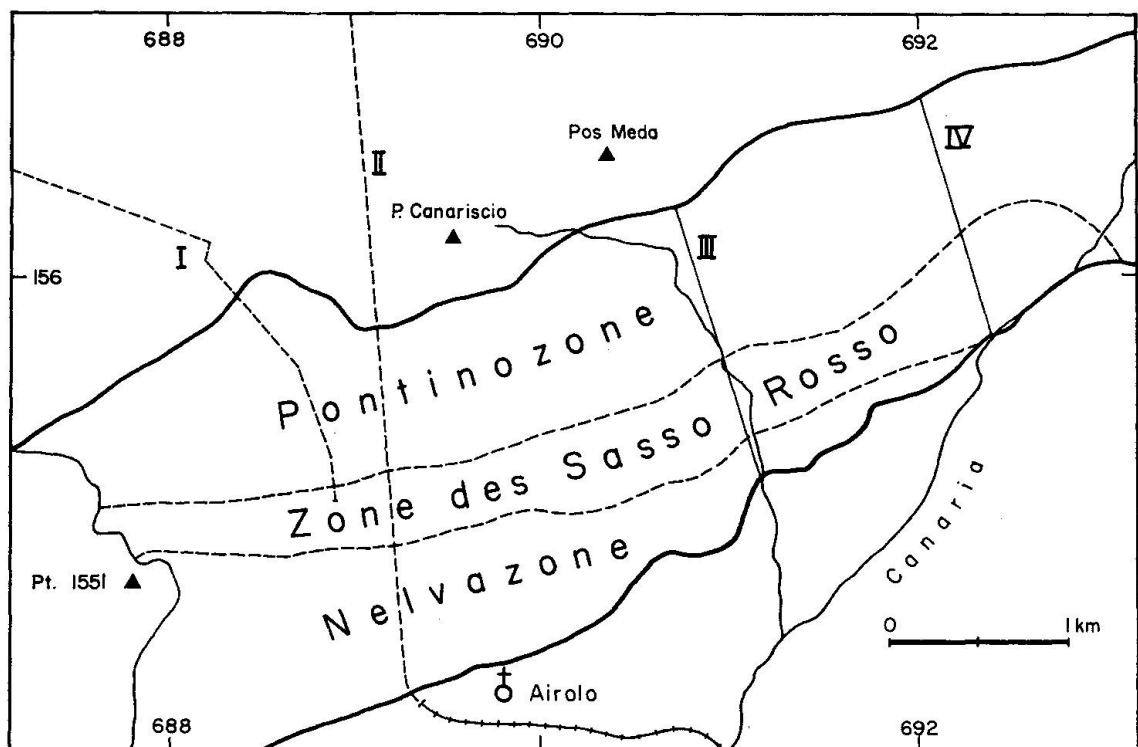


Fig. 2. Gliederung der östlichen Tremolaserie; ungefährer Verlauf der Zonen. Massstab 1 : 50 000, I—IV Profilsuren.

#### 4. URSPRÜNGLICHE SEDIMENTÄRE GESTEINSFOLGE DER TREMOLASERIE

Das ursprüngliche, sedimentäre Ausgangsmaterial der Tremolaserie soll von Süden nach Norden besprochen werden:

Die *Nelvazone* ist ungefähr zu je 35—40% aus sedimentogenen, chloritarmen Glimmergneisen und Glimmerschiefern (mehrheitlich Gra-



natserizitphylliten) aufgebaut, etwa je 10% werden von Hornblendegesteinen und Quarziten und 5% von Silikat-Karbonatgesteinen eingenommen. Das Gesteinsmaterial, welches der Nelvazone zugrunde liegt, muss deshalb wohl zum grossen Teil aus Ton, mergeligem Ton und tonreichem Mergel bestanden haben. Einlagerungen von sandig-dolomitischen Tongesteinen sowie von tonig-kalkigen Sandsteinbänken oder sandigen Dolomiten und Kalken waren in dieser Zone von untergeordneter Bedeutung.

Die *Zone des Sasso Rosso* besteht aus vielleicht 30% Chloritglimmerschiefern, 25% Chloritglimmergneisen, 25% Hornblendeschiefern und -gneisen, welche oft ziemlich Chlorit führen, 10–15% Quarziten und 5–10% Silikat-Karbonatgesteinen. Diese Gesteine sind zur Hauptsache aus tonreichen Mergeln oder mergeligen Tonen entstanden, welche vermutlich stark von *tuffogenem*, basischem Material durchsetzt waren. Ein Indiz für hohe Bildungstemperatur ( $\geq 600^\circ$ , vgl. RAMDOHR 1960, p. 898) zumindest eines Teiles des Ausgangsmaterials ist in den zonaren, entmischten Ilmenitkristallen zu sehen, welche gelegentlich in Gesteinen dieser Zone gefunden werden. Auch Bänke von sandig-dolomitischen bis sandig-mergeligen Tonen spielten eine wichtige Rolle. Etwas zurücktretend kamen Horizonte von kalkigen oder feldspatführenden Sandsteinen sowie von sandigen Dolomiten oder Kieselkalken vor.

Aus schätzungsweise je 30% sedimentogener Glimmergneise und Glimmerschiefer, 15% Hornblendeschiefern, 10% Hornblendegneisen sowie je 5% Amphiboliten, Silikat-Karbonatgesteinen und Quarziten setzen sich die Gesteine der *Pontinozone* zusammen. Diese sind hauptsächlich aus mergeligen Tonen oder tonreichen Mergeln sowie sandig-dolomitischen Tonen herzuleiten. Nur untergeordnet treten Bänke mit dolomitischen Mergeln, sandigen Dolomiten und Kalken sowie tonig-kalkige Sandsteine auf.

## 5. VERGLEICH MIT ÄHNLICHEN SERIEN

Im Raume der Schweizer Alpen gibt es keine prätriadische Gesteinsserie, welche genau die gleichen Merkmale aufweist wie die Tremolaserie. Dennoch ist nicht anzunehmen, dass diese Zone am Südrand des Gotthardmassivs einzig in ihrer Art ist.

Ein Vergleich der mesozoischen Gesteine der Pioramulde, welche ja alpin unter gleichen Bedingungen wie die Tremolaserie umgewandelt wurden, mit gleichaltrigen Sedimenten der Scopimulde oder des benachbarten Penninikums zeigt deutlich, dass die alpine Metamorphose am

Südrande des Gotthardmassivs — zum Teil infolge der Stauwirkung desselben — besonders intensiv gewesen ist. Ein der Tremolaserie äquivalenter Gesteinskomplex kann anderswo durchaus einen niedrigeren alpinen Metamorphosegrad aufweisen.

Eine auffallende chemische Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Tremolaserie weisen die sogenannten *älteren Casannaschiefer* (WEGMANN 1922, p. 22), insbesondere die von WOYNO (1911) beschriebenen glaukophanführenden Casannaschiefer des mittleren Val de Bagnes auf.

Im al — alk/c- und im k-mg-Diagramm stimmen die Variationsfelder der Tremolaserie und der Casannaschiefer zum grossen Teil überein (vgl. P. NIGGLI u. a. 1930, p. 339—351, besonders Fig. 27, 35—38).

Die Tremolaserie scheint im allgemeinen etwas kalkreicher zu sein. Im k-mg-Diagramm überlappt das Glaukophangesteinsfeld zum Teil etwas das Feld der Tremolahornblendegesteine. In der Tat zeigt die Hornblende der Tremolaserie parallel  $n_y$  eine bläulichgrüne Absorptionsfarbe und weist einen bedeutenden Anteil an Alkalihornblendemolekül auf. Der Glaukophanreichtum der Casannaschiefer vom Val de Bagnes wird auf den speziellen Chemismus des Ursprungsgesteins (vgl. S. 451) zurückgeführt.

Auch die Gesteinstypen beider Serien sind sich — abgesehen vom etwas geringeren Metamorphosegrad der Casannaschiefer — ähnlich: WOYNO (1911, p. 156) führt wörtlich aus:

„Ungeachtet ihrer grossen Mannigfaltigkeit bestehen die Casannaschiefer aus einer beschränkten Anzahl Mineralien, welche in allen Gliedern wiederkehren. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Gesteinstypen werden hauptsächlich durch wechselnde Mengenverhältnisse hervorgerufen, wobei die bei den einen Typen vorherrschenden Komponenten bei den anderen bis auf einen minimalen Betrag herabsinken können.“ (Vgl. dazu S. 397.)

Die Casannaschiefer des Val de Bagnes sind nach WOYNO zur Hauptsache aus Glaukophan, Epidot, Chlorit, Serizit, Albit, Quarz und Kalzit aufgebaut. Akzessorisch treten regelmässig Titanit und Rutil auf. Auf gewisse Gesteinsarten beschränkt sind Sismondin, Turmalin und Granat.

TSCHOPP (1923, p. 97), der eine etwas umfassendere Einteilung der Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes vorgenommen hat, führt folgende Gesteinstypen an: Quarzitgesteine (darunter turmalinführende Serizitquarzite und Graphitoidquarzite), Albitgneise (Serizitalbitgneise, Epidotalbitgneise), Phyllite (darunter Graphitoidphyllite und Sismondingranatphyllite), Glaukophanite (darunter Granat- und Pistazitglaukophanite), Glaukophanalbitschiefer, Albitamphibolite (Zoisit-, Granat-, Chlorit-) und Chloritschiefer.

Die Glaukophanalbitschiefer und Chloritschiefer wurden von WOYNO (1911, p. 141) als *Prasinite* zusammengefasst.

VALLET (1950, p. 338) führt diese Bezeichnung wieder ein. Er gibt eine etwas andere Klassifikation der Gesteine, führt aber keine prinzipiell neuen Typen auf. Hingegen fehlen in seinem Gebiet (Val d'Hérens und Val d'Hérémence) die Glaukophangesteine.

Gelegentlich wurden auch in der Tremolaserie, allerdings stark untergeordnet, Hornblende- und Chloritgesteine gefunden, welche unter dem Mikroskop die typische poikiloblastische Prasinitstruktur aufweisen.

In der Art ihres Auftretens sind die Gesteine der älteren Casannaschiefer den Tremolagesteinen durchaus äquivalent. WOYNO (1911, p. 140) schreibt:

„Das erste, was bei den Casannaschiefern ins Auge fällt, ist ein ausserordentlich starker Gesteinswechsel. Selten ist irgendeine Gesteinsvarietät auf einer grösseren Strecke ganz einheitlich. Deshalb lässt sich die Verteilung der Gesteine nur summarisch, jeweilen nach der am betreffenden Orte vorherrschenden Art angeben. Jeder Versuch, genauer zu kartieren, ist vergeblich ...“

Recht übereinstimmend äussern sich die verschiedenen Autoren über das Ausgangsmaterial der Casannaschiefer. Nach WOYNO (1911, p. 207) und TSCHOPP (1923, p. 202) wird angenommen, dass den Gesteinen des Val de Bagnes Sedimente vermengt mit eruptivem Material in Form von basaltischen bis theralitischen Tuffen zugrunde liegen.

Für den Raum des Val d'Hérens glaubt WEGMANN (1922, p. 21), dass der grösste Teil der Casannaschiefer einer mächtigen, unruhig wechselnden sandig-tonigen Ablagerung entstammt, wobei im unteren Teil der Serie Gesteine dazwischenliegen, welche aus Tuffen diabasischer und porphyritischer Herkunft entstanden sein dürften.

Zu einem ähnlichen Schluss kommt auch VALLET (1950, p. 388), welcher die Grüngesteine in den unteren Casannaschiefern von alten Gabbros, Diabasen, vulkanischen Tuffen oder Spiliten herleitet. Dieser Autor weist ferner darauf hin, dass die Casannaschiefer im Raume des Val d'Hérens und des Val d'Hérémence teilweise albitisiert worden sind. Die dazu notwendigen natronreichen Lösungen werden mit der Intrusion der Grüngesteine in Verbindung gebracht.

Die Gesteine der älteren Casannaschiefer sind durch die alpine Metamorphose nur epizonal überprägt worden. Sie umfassen sowohl Gesteinstypen der Grünschiefer- wie auch der Epidotamphibolitfazies.

Eine Parallelisierung — auch altersmässige (vgl. S. 456) — der Tremolaserie mit den älteren Casannaschiefern ist auf Grund der angeführten Tatsachen sicher vertretbar.

Der Ablagerungsraum der den Casannaschiefern der Bernharddecke zugrundeliegenden Sedimente muss bedeutend südlicher gelegen haben als derjenige der Tremolaserie. Gewisse fazielle Unterschiede und etwas verschiedenartige Ablagerungen (insbesondere bezüglich Kalk- und Dolomitgehalt) sind daher zu erwarten. Auch war die Durchmischung der ursprünglichen Casannasedimente mit Eruptivmaterial (in Form von Intrusionen, Ergüssen oder Tuffablagerungen) viel intensiver als in der Tremolaserie, wo sich mit einiger Sicherheit nur ein bescheidener Anteil von pyroklastischem Material annehmen lässt.

#### 6. ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN DER TREMOLASERIE

Metamorphe Differentiation oder metasomatische Vorgänge haben in der Tremolaserie nur eine unbedeutende Rolle gespielt. Auch tektonische Ereignisse haben sie nur en bloc betroffen.

Der stetige Wechsel der Gesteinsarten der Tremolaserie sowohl im Streichen wie im Profil, das rasche Auskeilen auch mächtiger Horizonte, stellt somit ein direktes Abbild der unruhigen, wechselvollen Ablagerungsbedingungen der ursprünglichen Sedimente dar.

Das lagenweise Auftreten von Dolomiten und sandig-dolomitischen Tonen lässt auf zeitweise marine Sedimentation schliessen. Gelegentlich vorkommende Arkosesandsteine und Konglomerate oder Psephite deuten andererseits auf Festlandablagerung hin. Von Zeit zu Zeit setzten sich vulkanische Tuffe ab, welche verschwemmt und mit Sedimenten vermengt wurden. Verschiedene eigenartige Gesteinsbilder der Tremolaserie lassen sich vielleicht von einer sedimentären Kreuzschichtung herleiten. Aber auch Anzeichen organischen Lebens sind erhalten geblieben in Form von graphitischem Pigment, welches zahlreiche Gesteine durchsetzt.

#### 7. ZUR ALTERSFRAGE DER TREMOLASERIE

Das Alter der Tremolaserie war seit jeher umstritten. Noch C. SCHMIDT (1907, p. 491) und L. HEZNER (1909, p. 216) haben „wegen des Zusammenhangs im Streichen mit jurassischen Schiefern“ (Nufenenschiefer) ein jurassisches Alter angenommen.

Auf Grund eines „Kohlevorkommens“ am Giubine deutet KÖNIGSBERGER (1908, p. 528) die „Glimmerhornblendeschiefer südlich vom Gottthard bis zur Rauhwaacke von Airolo“ als Äquivalente des Karbons und Perms.

Schon in seiner Diplomarbeit (STEIGER 1957, p. 14) konnte der Verfasser aber nachweisen, dass die graphitführenden Schiefer vom Giubine (mit ca. 5% C) nicht in der Tremolaserie liegen. Anlässlich der Neukartierung des Untersuchungsgebietes (im Massstab 1:10000) wurde eine sogenannte Giubineserie vom augenführenden Soresciagneis s. s. abgetrennt (vgl. Taf. VI). Das KÖNIGSBERGERSche Kohlenvorkommen liegt demnach in dieser Giubineserie, welche gegen Süden stets durch den mehrere hundert Meter mächtigen Soresciagneis s. s. von der Tremolaserie getrennt ist.

Wenn aus diesem Grund die „Kohle vom Giubine“ nicht für eine direkte Altersrelation der Tremolaserie beigezogen werden darf, so muss doch festgestellt werden, dass auch in den südlichen Tremolaschiefern graphitführende Gesteine recht verbreitet sind.

KÖNIGSBERGER (1909, p. 858) schliesst auch auf Grund von Geröllen metamorphisierter Gesteine in der Trias auf prätriadisches Alter der Gotthardgesteine.

Seither hat sich durch die Kartierungen von KRIGE (1918, p. 9) und EICHENBERGER (1924, p. 458) die stratigraphische Diskordanz zwischen Trias und nördlich anschliessenden Gesteinen des Gotthardmassivs immer deutlicher gezeigt.

Wie aus Fig. 2 auf S. 448 hervorgeht, ist eine primäre stratigraphische Diskordanz auch in der Val Canaria offensichtlich, wo die drei Zonen der Tremolaserie von der Trias in flachem Winkel gegen Osten abgeschnitten werden. Dabei konnte an allen Aufschlüssen vom Gotthardtunnel (Tm. 88,8 ab SP) bis zum Garegnastollen (Tm. 1049 ab SP) der gleiche, wenige Meter mächtige Quarzit als Basis der triasischen Ablagerungen (vgl. S. 397) beobachtet werden.

Die Schieferung der Tremolaserie jedoch verläuft immer konkordant zum Kontakt. Auch im Garegnastollen konnte keine Diskordanz zwischen der Grenzfläche Tremolaserie-Trias und der Schieferung der Tremolaserie festgestellt werden.

Während also das prätriadische Alter der Tremolaserie gesichert ist, bestehen für eine nähere Eingabelung des Alters keine direkten Beziehungen mehr. Eindeutig ist nur der im Vergleich zu den nördlich anschliessenden Zonen (Pratoserie und Soresciagneis) geringere Metamorphosegrad der Tremolagesteine. Jene sind durch mehrere zum Teil ultrametamorphe Umwandlungsprozesse so homogenisiert worden, dass sämtliche Spuren einer sedimentären Ablagerungsstruktur, welche in der nur mesometamorphen Tremolaserie so offensichtlich sind, verwischt wurden. Die Tremolaserie war auch nie einer Ultrametamorphose ausgesetzt, denn

die dadurch entstandenen Strukturen lassen sich nicht durch eine retrograde mesozonale Umwandlungsphase auslöschen (vgl. auch HAFNER 1958, p. 358).

Das Auftreten von steilen Faltenachsen in der Pratoserie (vgl. S. 486 und HAFNER 1958, p. 296 und 306), welche in der Tremolaserie völlig fehlen, lässt auf eine Diskordanz zwischen den beiden Serien schliessen.

Die scharfe Metamorphosegrenze zwischen den beiden Serien deutet nach HAFNER (1958, p. 358) darauf hin, dass die Tremolagesteine zur Zeit der Ultrametamorphose der Cavannaserie noch gar nicht sedimentiert waren. Es ist auch denkbar, dass die Tremolaserie erst im Verlaufe der alpinen Gebirgsbildung ans Gotthardmassiv angeschoben wurde und dass diese Metamorphosegrenze eine tektonische Diskordanzfläche darstellt.

Dennoch kann mit einiger Sicherheit angenommen werden, dass die Tremolaserie jünger ist als die Pratoserie und der Soresciagneis. Diese letzteren gehören mit anderen Paragesteinen des Gotthardmassivs (Guspigneis, Zone des Piz Paradis und der Mottanaira) zu den ältesten Gesteinen des Gotthardmassivs; sie wurden bei der Intrusion des Streifengneismagmas zum Teil stofflich verändert (AMBÜHL 1928, p. 278, und H. M. HUBER 1943, p. 247).

Nach den Altersbestimmungen von GRÜNENFELDER (1962) weist der Zirkon des Streifengneises ein  $Pb^{207}/Pb^{206}$ -Alter von  $560 \pm 90$  Mio. Jahren auf ( $U^{238}/Pb^{206}$   $485 \pm 20$ ,  $U^{235}/Pb^{207}$   $520 \pm 25$  Mio. J.). Das vorliegende Zirkonalter ist also etwas diskordant und gibt einen Minimalwert an. Nach der Altersskala von KULP (1960) sind demnach der Streifengneis ins obere, die ältesten Paragesteine des Gotthardmassivs ins tiefere Präkambrium zu stellen. Damit gewinnen die von R. STAUB (1948) geäußerten Ansichten über das präkambrische Alter des alpinen Grundgebirges *entscheidend* an Gewicht.

Zwischen dem Streifengneis und der Tremolaserie bestehen keine direkten Zusammenhänge. E. NIGGLI (1944, p. 125) hat einen ersten Versuch unternommen, die Paragneise des gotthardmassivischen Altkristallins stratigraphisch zu gliedern. Dabei wählt er als chronologischen Vergleichsmassstab die magmatischen Zyklen der Intrusion des Streifengneismagmas und des Medelsergranit-Cristallinagranodiorites. Die Tremolaserie bezeichnet er, zusammen mit der Tenelin- und Borelzone u. a. als nachstreifengneisisch, aber vorgranitisch und weist darauf hin, dass für diese Gruppe vielleicht Quarzite als Leitgesteine angesehen werden können.

Für die Tenelin- und Borelzone ist das nachstreifengneisische Alter



nach H. M. HUBER (1943, p. 238) wahrscheinlich, da Injektionserscheinungen seitens des Streifengneismagmas fehlen.

Andererseits wurde der Quarzit der Borelzone durch den Medelsergranit kontaktmetamorph verändert und ist daher älter als derselbe. GRÜNENFELDER hat das Zirkonalter des Medelsergranites zu 290 bis 340 Mio. J. (also Karbon) bestimmt. Neben der Quarzitführung sind Tenelin- und Borelzone auch sonst in ihrem Gesteinsinhalt der Tremolaserie durchaus analog; sie zeigen vielleicht einen höheren herzynischen Metamorphosegrad. Sie sind vermutlich gleichzeitig mit der Tremolaserie abgelagert und anlässlich der herzynischen Gebirgsbildung eingemuldet und umgewandelt worden.

Die Tremolaserie scheint demzufolge zwischen dem oberen Präkambrium und dem Karbon sedimentiert zu sein. Anhaltspunkte für ein karbonisches Alter sind nicht vorhanden; spärlicher Graphitgehalt ( $< 3\%$ ) wie ihn einige südliche Tremolaschiefer aufweisen, ist auch aus bedeutend älteren Schichtkomplexen bekannt. Auch die als Permokarbon bezeichneten Gesteine der Urseren-Garveramulde lassen sich kaum mit der Tremolaserie parallelisieren, da ihr die zum Teil mächtigen konglomerat- und mikroklinführenden Psephit- und Psammitgneise der nördlichen Muldenzone fehlen. Diese letzteren sind nach E. NIGGLI (1944, p. 205) auch in ihrem Chemismus deutlich verschieden von den übrigen altkristallinen Gesteinen des Gotthardmassivs.

In den Schweizer Alpen konnte bislang kein Altpaläozoikum nachgewiesen werden; die Tremolaserie muss also wohl zum alpinen Grundgebirge im Sinne R. STAUBS<sup>15)</sup> gerechnet werden und dürfte möglicherweise präkambrisches Alter aufweisen.

CORNELIUS (1935, p. 94) fasst auf Grund von Beobachtungen in den östlichen Alpen die Casannaschiefergruppe (Quarzphyllite) als vorpaläozoisch auf; STAUB (1948, p. 432) bezeichnet diese epimetamorphen Quarzphyllite als jüngstes, oberstes Glied des alpinen Grundgebirges und vergleicht sie mit der jotnischen Formation des Baltikums oder den Sparagmiten.

Nach STAUB (1948, p. 439) mag ein Teil der obersten penninischen Casannaschiefer noch zum Karbon gezählt werden, für einen anderen Teil lässt er die Frage offen, ob sie nicht epimetamorphe Äquivalente der oberalgonkischen dunklen Tonschieferfolgen seien. Diese Ansicht STAUBS

---

<sup>15)</sup> R. STAUB (1948, p. 427) betrachtet nur jenes metamorphe Gebirge als eigentliches alpines Grundgebirge, welches nachweisbar unter den ältesten fossilführenden paläozoischen Sedimenten liegt.



wird zwar von VALLET (1950, p. 334) abgelehnt, welcher glaubt, dass die Casannaschiefer zum grossen Teil Permokarbon sind; VALLET deutet immerhin darauf hin, dass ihre Basis sehr alt sein könne.

Die von WEGMANN (1923, p. 22) als ältere Casannaschiefer (weil stratigraphisch tiefer liegend) bezeichneten Gesteine der Bernharddecke, welche auch die Casannaschiefer WOYNOS des mittleren Val de Bagnes umfassen, sind nach STAUB (1948, p. 432) von der wirklichen Casannaschiefer-Quarzphyllitgruppe abzutrennen und älteren höher metamorphen Serien des alpinen Grundgebirges zuzurechnen. Als Brückenschlag zwischen den Ansichten VALLETS und STAUBS kann andererseits angenommen werden, dass die älteren Casannaschiefer der Bernharddecke (nach WEGMANN) nur infolge einer intensiveren alpinen Metamorphose höher metamorph sind, altersmässig aber durchaus der Casannaschiefer-Quarzphyllitgruppe STAUBS entsprechen.

Wie weiter oben dargelegt wurde, ist präkambrisches Alter der Tremolaserie denkbar. Weil diese Serie andererseits jünger ist als die Intrusion des Streifengneismagmas (mindestens 560 Mio. J.) muss sie wahrscheinlich dem jüngsten Algonkium zugerechnet werden und könnte altersmässig den STAUBSchen Casannaschiefern und damit auch der jotnischen und der Sparagmitformation entsprechen.

#### 8. ZUR FRAGE DER ERUPTIVGESTEINE IN DER TREMOLASERIE

Neben aplitartigen Gängen, welche schon L. HEZNER (1909, p. 198) aus dem Gotthardtunnel beschrieben hat, wurden im Gebiete der Tremolaserie sowohl an der Oberfläche wie in den Stollen eine Reihe weiterer Gesteine beobachtet, welche vermutlich ebenfalls eruptiven Ursprungs sind. Ihre Fundorte sind aus den Profilbeschreibungen der Tremolaserie (S. 521—557) ersichtlich.

Im Feld lassen sich diese Gesteine einesteils infolge mangelhafter Aufschlüsse nur schlecht abgrenzen, anderenteils wurde der Verfasser erst durch die mikroskopische Untersuchung auf mögliche eruptive Herkunft gewisser Gesteinsarten aufmerksam. Eine nähere Kartierung und Untersuchung dieser Gesteine ist vorgesehen.

Im westlichen Untersuchungsgebiet (im Raume von Profil II) werden hauptsächlich Albitgesteine angetroffen, welche gangartig, scheinbar konkordant in die Tremolaserie eingelagert und besonders in der Nelvazone angehäuft sind. Im Zentrum des Untersuchungsgebietes (Alpe Pontino-Orello sowie im Garegnastollen, vgl. Profile IV und VI) sind

Gesteine, welche möglicherweise eruptiven Ursprung haben, in der Pontinozone angereichert. Neben vereinzelt Albitgesteinen treten hier vor allem auch dunklere Zweiglimmeralbitgneise auf, welche die sonst vorherrschenden Hornblendegesteine über grössere Bereiche verdrängen.

Die aplitischen, fast ausschliesslich albit- und quarzführenden Gesteine zeigen im Dünnschliff meist nur kataklastische Beanspruchung und weisen kaum eine Regelung auf. Bei den dunkleren Zweiglimmeralbitgneisen sind die Glimmer zwar deutlich geregelt, hingegen kommen vielfach grössere Albitkristalle vor, welche nach dem Karlsbadergesetz verzwilligt sind und keinerlei Orientierung zeigen. Besonders die hellen, aplitischen Gesteine scheinen durch die alpine Gebirgsbildung nur leicht mechanisch beeinflusst worden zu sein.

Schon HEZNER (1909, p. 215) betonte, dass die pneumatolytisch-aplitischen Nachschübe in der Tremolaserie, welche mit der Intrusion der Gotthardgranite in Zusammenhang gebracht wurden, im *Gefolge* der alpinen Dislokation aufgetreten seien.

Diese Ansicht steht im Gegensatz zur Tatsache, dass bisher im Gotthardmassiv keine Eruptivgesteine beobachtet werden konnten, welche die mesozoische Schieferhülle durchschlagen oder kontaktmetamorph verändert haben. Viele Autoren haben daher angenommen, dass die schwache alpine Beanspruchung gewisser Eruptivgesteine auf das relativ starre Verhalten derselben während der Dislokation zurückzuführen sei.

HAFNER (1958, p. 354) weist darauf hin, dass die Gneise aplitischer Zusammensetzung in der Tremolaserie *alpine* Schieferung und Striierung zeigen und dass die Albitporphyroblasten alpin gewachsen seien. Er lehnt jedoch die von HEZNER (1909, p. 213) dargelegte Zunahme der pneumatolytisch-aplitischen Gänge gegen den Kontakt mit den Gotthardgraniten hin ab. Vielmehr zeigt er, dass die Gotthardgranite (insbesondere der Rotondogranit) für eine Zufuhr aplitischer Materials nicht in Frage kommen können. HAFNER (1958, p. 355) nimmt an, dass der hohe Natriumgehalt gewisser Tremolagesteine auf eine beginnende metamorphe Differentiation in der Tremolaserie selbst zurückzuführen sei, ohne dass eine Zufuhr von aussen her stattgefunden hätte. Er deutet jedoch die Möglichkeit an (p. 355), dass im Falle einer Natronzufuhr von aussen her, als Quelle am ehesten das Gebiet der nördlichen Tessiner Alpen in Frage käme.

Die vorliegende Untersuchung ergab, dass die hellen aplitartigen Gänge vorwiegend am Südrand der Tremolaserie angereichert sind und die alpine Metamorphose nur in geringem Masse erlebt haben. Es wäre denkbar, dass deren Intrusion im Zusammenhang steht mit den im nörd-

lichen Lepontin wirksamen anatektischen Vorgängen und Stoffmobilitationen und daher zur Hauptsache erst in einer späten Phase der alpinen Gebirgsbildung erfolgte.

## **E. Die Metamorphose der Tremolaserie**

### **1. GEFÜGE**

Die Mehrzahl der Tremolagesteine (über 90%) ist sicher sedimentärer Abstammung und zeichnet sich durch mehr oder weniger schiefrige Textur aus. Unter dem Mikroskop lassen sich meist mehrere Generationen von Kristallen erkennen, deren gegenseitige Beziehungen im folgenden untersucht werden sollen.

#### **Kristallgenerationen**

In fast allen Schliffen können vier Arten von Gemengteilen beobachtet werden, welche in nachstehender Reihenfolge entstanden sind:

- a) Gemengteile des grano-lepidoblastischen Grundgewebes ( $\pm$  homöoblastisches Quarz-Feldspat-(Karbonat)mosaik, parallel zur Schieferung geregelte primäre Glimmerminerale wie Serizit, Chlorit und Biotit, sowie feinnematoblastische Hornblende);
- b) Porphyroblasten (Granat, Hornblende, Disthen und Staurolith), welche Teile des Grundgewebes eingeschlossen haben;
- c) Querglimmer (hauptsächlich Biotite), welche nicht selten Grundgewebe eingeschlossen haben und vereinzelt auch in Porphyroblasten eingedrungen sind;
- d) sekundäre Mineralien als Zersetzungsprodukte der Porphyroblasten (Biotit und Chlorit), Querbiotite und Grundgewebbiotite (Chlorit) sowie der Plagioklase (Serizit).

Gelegentlich lassen sich auch Relikte eines älteren Gewebes — meist als Mosaik von feinen, verunreinigten Quarz- und Feldspatkörnern oder vereinzelte grössere stark zersetzte, reliktsche Feldspäte — nachweisen, welche im Kontrast stehen zum oben erwähnten oft gut geregelten und relativ frisch erscheinenden Grundgewebe der Schieferung.

Öfters kann auch als jüngste Generation eine Quarz-, eventuell Karbonatkristallisation in kleinen, teils diskordanten Linsen festgestellt werden.

Insgesamt können wir also sechs Generationen unterscheiden:

Tabelle 15. *Kristallgenerationen in den Tremolagesteinen*Gene-  
ration

1. Älteres, reliktsches Quarz-Feldspattrümmernus.
2. Rekristallisiertes, grano-lepidoblastisches Grundgewebe (Quarz-Feldspatmosaik, Glimmerminerale und feinnematoblastische Hornblenden, alle parallel zur Schieferung geregelt).
3. Porphyroblasten (Hornblende, Granat, Disthen und Staurolith).
4. Querbiotite.
5. Zersetzungsprodukte von Kristallen der 2.—4. Generation (Chlorit, eventuell Biotit und Serizit).
6. Quarz- und Karbonatneubildungen in Linsen.

Wie in der Tabelle 16 zum Ausdruck kommt, sind diese Kristallgenerationen in den verschiedenen sedimentogenen Gesteinstypen unterschiedlich vertreten.

Man erkennt eine deutliche Selektivität der Metamorphose. Nur in quarz- und feldspatreichen, relativ massigen Gesteinen konnte sich eine reliktsche Struktur erhalten; auch die Quarzneubildungen in Linsen und Spaltrissen sind vor allem in diesen Gesteinen anzutreffen. Die Zersetzung der einzelnen Gesteinstypen ist ebenfalls verschieden weit fortgeschritten. Ferner fehlen in einigen Gesteinsarten die Porphyroblasten und Querglimmer.

Auch in der Verteilung auf die drei Zonen der Tremolaserie sind gewisse Gesetzmässigkeiten zu beobachten: es kann von Norden gegen Süden sowohl eine Zunahme der Querbiotite (4. Generation) als auch der Zersetzungsprodukte (*Chlorit*, eventuell Biotit) der 5. Generation konstatiert werden. Die nördliche und südliche Zone der Tremolaserie zeigen ferner im Vergleich zur mittleren bedeutend mehr reliktsche Gemengteile der 1. Generation; auch sind daselbst Quarzneubildungen in Klüften oder Linsen (6. Generation) viel häufiger anzutreffen. In beiden Fällen ist das auf den höheren Gehalt an relativ massigen, sich mechanisch starrer verhaltenden Gesteine zurückzuführen.

#### Bewegungsphasen

Im Dünnschliff können nicht nur einige Kristallgenerationen, sondern auch mehrere verschieden gerichtete Bewegungsphasen nachgewiesen werden. So hat zwischen der Bildung der 1. und 2. Kristallgeneration eine kräftige Kataklyse (I) stattgefunden, welche die Gemengteile der 1. Generation oft bis zur Unkenntlichkeit zermalmte. Während sich die 2. Generation heranbildete, herrschte eine starke Stressphase (II), welche die Einregelung der neugebildeten Mineralien in die jetzt vorliegende

Tabelle 16. Verbreitung der Kristallgenerationen in den verschiedenen Gesteinstypen

| Gesteinstyp                                        | Varietät                                   | Verbreitete Kristallgenerationen   | Nur untergeordnet vorkommende Kristallgenerationen | Sehr seltene oder fehlende Kristallgenerationen |
|----------------------------------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
|                                                    |                                            | in der Reihenfolge ihrer Bedeutung |                                                    |                                                 |
| 1. Glimmergneise                                   | a) Biotitserizitgneise                     | 2, 3, 6                            | 5, 4, 1                                            | —                                               |
|                                                    | b) Zweiglimmergneise                       | 2, 6                               | 1, 4, 5                                            | 3                                               |
|                                                    | c) Chloritgneise                           | 2, 5, 3                            | 4, 6                                               | 1                                               |
|                                                    | d) Karbonatglimmergneise                   | 2, 6                               | 5, 1, 4                                            | 3                                               |
| 2. Glimmerschiefer                                 | a) Biotitserizitschiefer                   | 2, 4, 6                            | 5, 3                                               | 1                                               |
|                                                    | b) Zweiglimmerschiefer                     | 2, 3                               | 6, 5, 4, 1                                         | —                                               |
|                                                    | c) Granatserizitphyllite                   | 2, 3                               | 6, 4, 5                                            | 1                                               |
|                                                    | d) Chloritschiefer                         | 2                                  | 3, 4, 5, 6                                         | 1                                               |
| 3. Hornblendeschiefer                              | a) feinnematoblastische Hornblendeschiefer | 2                                  | 6                                                  | 1, 3, 5, 4                                      |
|                                                    | b) porphyroblastische Hornblendeschiefer   | 3, 2                               | 4, 5, 6                                            | 1                                               |
|                                                    | c) Hornblendegarbenschiefer                | 3, 2                               | 4, 5, 6                                            | 1                                               |
| 4. Hornblendegneise                                |                                            | 3, 2, 5                            | 6                                                  | 1, 4                                            |
| 5. Quarzite                                        |                                            | 2, 5, 3                            | 6, 4, 1                                            | —                                               |
| 6. Silikat-Karbonatgesteine<br>Kalksilikatgesteine |                                            | 2, 6                               | 3, 5                                               | 1, 4                                            |
|                                                    |                                            | 2, 6                               | 3, 5, 1                                            | 4                                               |
| 7. Amphibolite                                     | a) feinnematoblastische                    | 2                                  | 6                                                  | 1, 3, 5, 4                                      |
|                                                    | b) porphyroblastische                      | 3, 2                               | 6, 4, 1                                            | 5                                               |

Schieferungsebene verursachte. Nach der Bildung der Porphyroblasten (3. Generation) fand abermals eine Bewegung (III) statt, welche das Grundgewebe leicht fältelte. Zwischen der Querbiotitbildung (4. Generation) und der Zersetzung (5. Generation) erfolgte eine schwache Kataklastik (IV), vor der Bildung der 6. Generation eine etwas stärkere (V), welche vermutlich auch Ursache für die Wellung des Gesteins ist und schliesslich trat nach der Bildung der Kristalle der 6. Generation wiederum eine schwächere Kataklastik (VI) auf.

#### Makroskopische Gefügemerkmale

Fast alle Tremolaschiefer lassen auf dem Hauptbruch eine ausgezeichnete *N-S gerichtete Lineation* erkennen. Von blossen Auge und unter dem Mikroskop äussert sich diese in einer in der Schieferungsebene liegenden linearen Parallelanordnung von Mineralien der 2. Generation. Besonders deutlich zeigt sich diese N-S Lineation bei stengeligen Mineralien der 2. Generation (Hornblende, eventuell Zoisit-Epidot); fast überall kann eine Parallelordnung und Längung von Glimmermineralien der 2. Generation (Serizit, Biotit) sowie eine Streckung der Quarz- (eventuell der Plagioklas-)körner beobachtet werden.

Die phyllitischen Gesteine der Nelvazone zeigen des öfteren eine *parallel zur N-S Lineation verlaufende Kleinfältelung*, welche besonders im Querbruch zum Ausdruck kommt.

Ferner weisen einige wiederum phyllitische Gesteine auch eine *flach E-W liegende feine Wellung* auf, welche im ganzen gesehen aber sehr stark zurücktritt.

Makroskopisch kann nur festgestellt werden, dass die E-W Wellung jünger ist als die N-S verlaufenden Bewegungsspuren; die N-S gerichteten Glimmerschuppen sind nämlich durch die Wellung verbogen worden.

#### Entstehung des Gefüges (vgl. auch zusammenfassende Tabelle 17 auf S. 466)

Im folgenden soll versucht werden, die Richtungen der Bewegungsphasen festzustellen und mit den makroskopisch, im Feld sichtbaren Gefügemerkmalen zu parallelisieren.

Die *N-S Lineation* ist der Stressphase II (vgl. S. 459) zuzuordnen, welche im Anschluss an die Kataklastik I unter bereits erhöhter Metamorphosetemperatur wirksam wurde.

Die *Stressphase II* war die weitaus stärkste Bewegungsphase der alpinen Metamorphose der Tremolaserie; sie ist identisch mit der geologisch und tektonisch in grossem Rahmen in Erscheinung tretenden



S–N Bewegung und erzeugte durch *laminare Gleitung* die Schieferung und N–S Lineation der Tremolagesteine: Die N–S Lineation stellt die Transportrichtung dar und ist somit eine *a-Lineation*.

Dass es sich um eine solche und nicht um eine Fältelung senkrecht zur Bewegungsrichtung handeln muss, geht daraus hervor, dass die erst am Schluss der Bewegungsphase II entstandenen Granate der 3. Generation während ihres Wachstums in N–S Richtung (um eine E–W verlaufende Achse) gedreht wurden. Diese Granate weisen nur in Dünnschliffen parallel zum Längsbruch *s-förmige Einschlüsse* von Grundgewebe auf<sup>16)</sup>.

Welche enormen Beträge die laminare Gleitung erreichen kann, hat F. BECKE (1924, p. 196) an einem „Granatporphyroblasten mit Einschlusswirbel aus einem Granatphyllit von Airolo“ (ziemlich sicher aus der Tremolaserie) berechnet. Er stellte einen Wälzungswinkel von 320° fest, was bei einem Korndurchmesser von 3 mm eine Verschiebung der beiden das Granatkorn tangierenden Schieferlagen um 16,8 mm verursache. Bei einem Schichtpaket von 100 m Mächtigkeit würde nach BECKE das Dach gegen die Unterlage um 560 m verschoben sein. Nach W. SCHMIDT (1932, p. 53) muss der Betrag der Überschiebung genau das Doppelte gewesen sein (1120 m), weil auch die Reibung an der Vorder- und Hinterfläche des rotierenden Granats zu berücksichtigen sei. Bei einer grössten Mächtigkeit der Tremolaserie von ca. 2400 m liegt damit eine *laminare Verschiebung* der südlichsten Nelvaschichten gegenüber den nördlichsten Pontinogesteinen um 20–30 Kilometer durchaus im Bereiche des Möglichen.

An orientierten Dünnschliffen konnte festgestellt werden, dass — falls man von der erst später erfolgten Fächerstellung des Gotthardmassivs abstrahiert und eine normale Auflage der Tremolaserie auf das alte Massiv (mit geringem Südfallen) annimmt — die Gesteine der Nelvazone gegenüber der dem Gotthardmassiv aufliegenden Pontinozone *relativ gegen Norden* verschoben wurden.

Die N–S gerichtete Kleinfältelung wurde zwischen der Bildung der Porphyroblasten (3. Generation) und der Querbiotite (4. Generation) erzeugt und ist einer schwachen E–W gerichteten Bewegung (III) zuzuschreiben. Sie steht senkrecht zur Transportrichtung und muss daher als *b-Lineation* aufgefasst werden. Diese E–W Bewegung kann vielleicht

<sup>16)</sup> Eine Zuordnung dieser Drehung der Granate zur Bewegungsphase V (Entstehung des Linears II), wie das WUNDERLICH (1957, p. 6) für die Pioramulde annimmt, kommt nicht in Frage, da diese Phase in der Tremolaserie äusserst schwach war und nur an vereinzelten Stellen die E–W Wellung erzeugte.

mit der von KVALE (1957, p. 415) erwähnten *Biegung* des Gotthardmassivs (mit stärkstem Nordschub in der Gegend von Airolo) in Verbindung gebracht werden. Diese Biegung konnte aber erst erfolgen, nachdem die Schichten des Gotthardmassivs durch den Widerstand des Aarmassivs steilgestellt worden waren.

Die Granatporphyroblasten wirkten zur Zeit dieser Bewegungsphase III bereits als störende starre Körper, welche in Schliffen parallel zum Querbruch nicht nur keine Einschlusswirbel zeigen, sondern während der Drehung (um eine N-S gerichtete Achse) das Grundgewebe auseinanderzerrten und Anlass gaben zur Bildung von Streckungshöfen (erfüllt mit Quarzkristallen der 6. Generation).

Die Bildung der *Querbiotite*, welche im allgemeinen in einem Gürtel parallel zur N-S Lineation oder Kleinfältelung stehen, erfolgte vermutlich nach dem Erlahmen der Bewegungsphase III, aber immer noch unter einem E-W gerichteten Stress. Die Querbiotite zeigen zum Teil gefältelte Einschlüsse von Grundgewebe, meist aber haben sie dasselbe beim Durchwachsen völlig resorbiert oder verdrängt.

Es mag als Zufall erscheinen, dass die durch eine E-W Bewegung erzeugte N-S Kleinfältelung parallel zur bereits bestehenden N-S Lineation (hervorgerufen durch eine S-N Bewegung) verläuft.

Dazu ist zu sagen, dass im Feld die Kleinfältelung häufig nur an phyllitischen (serizitreichen und biotitarmen) Gesteinen beobachtet werden konnte, wo die Feinheit der Serizitschuppen die N-S Lineation kaum erkennen lässt. Die gleichzeitig auftretenden, eher spärlichen Biotite sind meist Querbiotite, welche ja in der Endphase der die Kleinfältelung verursachenden E-W Bewegung gebildet wurden. Desgleichen zeigen Gesteine, welche die N-S Lineation erkennen lassen, makroskopisch kaum eine Kleinfältelung. Eine kleinere Winkeldiskordanz zwischen Kleinfältelung und Lineation wäre demnach denkbar. In der Tat sind aus Dünnschliffen parallel zum Hauptbruch in sehr gut geregelten Gesteinen *Diskordanzen von 3—5°* ersichtlich. Andererseits kann auch eine bedeutend vom Lot zur N-S Lineation abweichende Bewegungsrichtung noch eine  $\pm$  zur Lineation parallele Kleinfältelung verursachen, insbesondere wenn stengelige Mineralien vorherrschen.

Die Richtung der *kataklastischen Phase IV*, welche zum Teil die Porphyroblasten zerbrach und den Weg für die Zersetzung (Bildung der Mineralien der 5. Generation) öffnete, kann nicht ermittelt werden.

Hingegen scheint die *Bewegungsphase V*, welche die kleinen Spaltrisse und Klüfte aufriss, worin anschliessend die Mineralien der 6. Generation kristallisierten, Ursache zu sein für die schwache *E-W gerichtete Wellung*.

Die Phase V ist eine erneute, schwächere S–N Bewegung, die von ihr erzeugte Wellung somit eine *b-Lineation*.

Auch die sehr schwache *kataklastische Phase VI*, welche sich nur durch die undulöse Auslöschung und spärliche Spaltrisse in Quarzen der 6. Generation äussert, kann nicht weiter gedeutet werden.

Unter den Glimmergneisen wurden eine Reihe von Gesteinen beschrieben (vgl. S. 398), welche infolge ihres Chemismus, ihrer massigen Textur und porphyroklastisch-blastoporphyrischen Struktur auf eine intrusive bis pneumatolytische Herkunft schliessen lassen. Besonders die hellen aplitischen, fast ausschliesslich albit- und quarzführenden Gesteine zeigen im Dünnschliff meist nur kataklastische Bewegungsspuren wie Mörtelkränze und zerbrochene, undulös auslöschende Albiteinsprenglinge. Die spärlich auftretenden Glimmer sind kaum geregelt, Biotit ist meist stark zersetzt. Die Quarz- und Feldspatkörner sind isometrisch und zeigen keine Längung.

Es ist möglich, dass besonders die völlig massigen Gesteinstypen die starken Stressphasen I und II nicht mehr oder nur noch in geringem Masse erlebt haben. Ihre Intrusion könnte in der Zeit der Porphyroblastenbildung erfolgt sein und mag eine zusätzliche Erhöhung der Temperatur bewirkt haben.

#### Diskussion

Die auf den vorangegangenen Seiten dargestellte Abfolge von Kinetik und Metamorphosevorgängen in der Tremolaserie steht zum Teil etwas im Widerspruch zu den Feststellungen KVALES (1957) und zu den Folgerungen, welche WUNDERLICH (1957 und 1958) sowie NICKEL (1960) aus ihren Beobachtungen in der Pioramulde gezogen haben.

Eine strittige Frage ist die Bedeutung und Interpretation der N–S Lineation<sup>17)</sup>.

WUNDERLICH (1957, p. 3 und 1958, p. 118) deutet die N–S Lineation (Linear I) der Bündnerschiefer als Biegefaltenachsen oder als Schnittgeraden von Schieferung und Schichtung und somit als echte B-Achsen im Sinne von SANDER. Er folgert daraus (1957, p. 15), dass die Anlage der N–S gerichteten Lineation *nach* den Deckenbewegungen des Penninikums erfolgte. An gleicher Stelle weist er aber auch auf die Möglichkeit

<sup>17)</sup> Folgende Bezeichnungen der verschiedenen Autoren sind gleichbedeutend: N–S Lineation und dazu parallele Kleinfältelung (STEIGER) = Striemung (KVALE 1957) = Linear I (WUNDERLICH 1957) = Glimmerstriemung (HAFNER 1958) = Striemung (NICKEL 1960).

E–W Wellung (STEIGER) = Wellung (KVALE 1957, p. 409) = Linear II (WUNDERLICH 1957) = Glimmerwellung (HAFNER 1958) = E–W Fältelung (NICKEL 1960).

hin, dass die N-S Lineation in Richtung der Deckenbewegung geprägt worden sein könnte, wobei Linear I einem B' senkrecht zum B des Deckentransportes entspräche.

Nach KVALE (1957, p. 427) zeigen alle Glimmerdiagramme im Gotthardmassiv einen deutlichen Gürtel, dessen B-Achse parallel zur Striemung (= N-S Lineation) verläuft und deshalb eigentlich als Zeugnis einer E-W Bewegung aufgefasst werden sollte. Dennoch glaubt er, dass sich die alpine Hauptbewegung in der Striemungsrichtung fortsetzt, wobei die Einregelung der Glimmer viel schärfer in der Striemungsrichtung als in der Schieferungsebene erfolgte. Auf p. 433 schreibt er, dass das resultierende Gefüge dasjenige eines typischen B-Tektonites geworden sei mit der B-Achse parallel zur Striemung.

NICKEL (1960, p. 111) weist erstmals expressis verbis darauf hin, dass die durch die N-S Lineation markierte Richtung zwei Bedeutungen habe: einmal die Bedeutung einer laminaren Bewegung längs der Lineation, sodann die Bedeutung einer Achse, die senkrecht zu einer rollenden, also nichtlaminaren Beanspruchung stehe. Diese beiden Beanspruchungen seien *nacheinander* erfolgt.

Ebenfalls umstritten ist der Zeitpunkt der Bildung der E-W gerichteten Wellung<sup>18)</sup>.

Nach WUNDERLICH (1957, p. 15) und HAFNER (1958, p. 349) ist sie jünger als die N-S Lineation.

KVALE (1957, p. 408—410) äussert sich nicht direkt zu dieser Frage, er sagt aber, dass das Verhältnis zwischen Schieferung, Striemung und Wellung dasselbe sei wie in der Urseren-Garveramulde: dort ist die Wellung ebenfalls jünger als die Striemung und Schieferung.

NICKEL (1960, p. 104) macht die E-W Wellung (-Fältelung) hingegen *älter* als die N-S Lineation.

WUNDERLICH (1958, p. 139, 2) stellt die Einschlusswirbel in Granaten der Pioramulde in Zusammenhang mit der Entstehung des jüngeren Linears II (E-W Wellung); er macht immerhin darauf aufmerksam, dass der Bildungszeitraum der Granate teilweise älter als die E-W Wellung, zum Teil auch älter oder gleichaltrig wie die Anlage des Linears I (N-S Lineation) sein kann.

NICKEL (1960, p. 106) ordnet die Drehung der Granatporphyroblasten sowie die Einregelung des Fossils in E-W Richtung derjenigen Bewegung zu, welche seine alte (= vor der N-S Lineation entstandene) E-W Fältelung erzeugt hat.

Die *neue* Interpretation des Zusammenspiels von Mineralbildung und

---

<sup>18)</sup> Vgl. Fussnote S. 464.

Tabelle 17. *Abfolge von Mineralbildung und Bewegungsphasen während der Metamorphose der Tremolaserie*

Generation  
oder Bewe-  
gungsphase

1. Kristallrelikte (unreine Quarzkörner und stark zersetzter Plagioklas) einer vor- oder frühalpinen Metamorphose oder des sedimentären Ausgangsmaterials.
- I Starke Kataklastik (vermutlich S–N Bewegung): Zermalmung der Kristalle der 1. Generation ohne Rekristallisation, erste Anlage der Schieferung.
2. Kristallisation der Mineralien des grano-lepidoblastischen Grundgewebes (gelängte Quarze, evtl. Plagioklas, Serizit, primärer Chlorit, Biotit, feinnematoblastische Hornblende) während der Bewegungsphase II.
- II Starke Bewegungsphase in S–N Richtung (alpine Hauptphase); Erzeugung der Schieferung durch laminare Gleitung, Einregelung und Streckung der Mineralien der 2. Generation in N–S Richtung: N–S Lineation (a-Lineation = Richtung des tektonischen Transportes).
3. Kristallisation der Porphyroblasten (Granat, Hornblende, Staurolith und Disthen); die zuerst gebildeten Granate noch unter dem Einfluss der Stressphase II in S–N Richtung gerollt, Hornblende i. a. nach Erlahmen der letzteren entstanden.
- III Schwache Bewegung in E–W Richtung (durch Biegung des Gotthardmassivs): erzeugt die Kleinfältelung parallel zur N–S Lineation (b-Lineation, senkrecht zur tektonischen Transportrichtung stehend).
4. Bildung der Querverbitterungen noch unter der Nachwirkung der Bewegungsphase III: daher Einregelung in Gürtel  $\pm$  parallel zur N–S gerichteten Kleinfältelung.
- IV Schwache Kataklastik aus unbekannter Richtung: zerbricht Porphyroblasten und beansprucht die Querverbitterungen.
5. Zersetzung der Porphyroblasten längs durch Kataklastik IV erzeugter Spaltrisse: Bildung von Chlorit und Biotit.
- V Stärkere, teilweise kataklastische Bewegungsphase in S–N Richtung (im Gotthardmassiv ohne grössere tektonische Bedeutung): verursacht feine Spaltrisse im Gestein, legt das Grundgewebe in feine E–W gerichtete Wellen. Diese Wellung steht senkrecht zur sie erzeugenden Bewegung und ist somit eine *b-Lineation*.
6. Quarz-, eventuell Karbonatletztstadienkristallisationen in durch Phase V aufgerissenen Spaltrissen und Klüften.
- VI Schwache kataklastische Phase unbekannter Richtung: erzeugt undulose Auslöschung und Spaltrisse in Kristallen der 6. Generation.

Bewegungsphasen während der Metamorphose der Tremolaserie ist in gedrängter Darstellung nochmals in Tabelle 17 zusammengefasst.

## 2. MINERALFAZIES

Die Mineralvergesellschaftung der Tremolaserie spricht für eine alpine Metamorphose unter Epi- bis Mesobedingungen; es treten Gesteine auf, welche der höher temperierten Grünschieferfazies bis höheren Epidot-amphibolitfazies zuzurechnen sind. Die kritische Gleichgewichtspara-genese Epidot-Andesin kann zwar vielfach beobachtet werden, hingegen fehlt auch im kalzitreichen Milieu das Mineral Diopsid; die Grenze zur Amphibolitfazies wird also wohl kaum überschritten worden sein (vgl. RAMBERG 1952, p. 150). Andererseits ist das gelegentliche Auftreten von Chloritalbitgneisen (bei Fehlen von Granat und Aktinolith) typomorph für die höher temperierte Grünschieferfazies.

Allgemein kann festgestellt werden, dass die Pontinozone vorherrschend Gesteine der oberen Epidotamphibolitfazies umfasst, während den südlichen Zonen der Tremolaserie vor allem Gesteine der tiefer temperierten Epidotamphibolit- oder zum Teil der Grünschieferfazies angehören. Diese Feststellung geht parallel mit der Beobachtung, dass in der Tremolaserie der Anorthitgehalt des Plagioklases statistisch von Süden nach Norden zunimmt (vgl. auch HAFNER 1958, p. 351).

Da während der alpinen Hauptphase die Tremolaserie normal — mit vermutlich leichtem Südfallen — auf dem alten Gotthardmassiv aufgelagert war (mit Nelvagesteinen im Hangenden und Pontinogesteinen im Liegenden, vgl. S. 462), ergibt sich die höhere Umwandlungstemperatur der tieferliegenden Pontinozone bei einer Mächtigkeit der Tremolaserie von ca. 2,4 km von selbst.

Die Tremolaserie war zur Zeit der alpinen Hauptmetamorphose von autochthonem Mesozoikum von 500—1000 m Mächtigkeit (vgl. Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs in der Nufenenmulde und im Lugnez, EICHENBERGER 1924, BAUMER u. a. 1961) bedeckt. Auch tiefpenninische Elemente der Aduladecke (Prätigauschiefer: Mächtigkeit ca. 4 km, NÄNNY 1948) haben sie vermutlich noch überdeckt. Hinweise für eine Überlagerung durch mittel- oder hochpenninische Decken (Tambo-, Suretta-, Margna-, etc.) fehlen. Hingegen sind geringmächtige Überlagerungen durch Äquivalente der Klippenzone (Klippen-, Breccien- und Simmendecke) denkbar, wie die Verhältnisse im Raume der Falknis- und Sulzfluhdecken zeigen. Bedeutender war vermutlich die Überdeckung des zentralen Gotthardmassivs durch ostalpine, wohl hauptsächlich oberostalpine Schubmassen.



Die Annahme einer Gesamtüberlagerung der Tremolaschiefer von mehreren km Mächtigkeit scheint auch vom geologisch-tektonischen Standpunkt aus gerechtfertigt.

### 3. GESCHICHTE DER METAMORPHOSE

Die Tremolaserie ist schon bei der herzynischen Gebirgsbildung — während der Einmuldung der vermutlich ursprünglich mit ihr zusammenhängenden Serie des Giubine sowie der Tenelin- und Borelzone — dislokationsmetamorph umgewandelt worden. Gegen einen höheren herzynischen Metamorphosegrad der Tremolaserie sprechen die deutlich erhaltenen sedimentären Ablagerungsstrukturen wie auch das Fehlen von reliktschen höher temperierten Gemengteilen.

Die Hauptmetamorphose war ohne Zweifel alpinen Alters. Wie schon auf S. 274 und oben erwähnt, muss zu Beginn des alpinen Zyklus eine relativ flache, leicht südfallende Lagerung der Tremolaserie angenommen werden, wobei die Gesteine der Pontinozone direkt auf dem alten Gotthardmassiv auflagen; die Nelvazone befand sich demnach im Hangenden der Pontinozone.

Die Tremolaserie ist das Produkt einer umfassenden Regionalmetamorphose, welche im wesentlichen stattfand unter dem Einfluss

1. einer mächtigen Überlagerung durch Decken,
2. einer S-N Dislokation in Form einer starken laminaren Verschüfung,
3. einer von Süden her aufsteigenden Wärme front und
4. einer pneumatolytischen Durchtränkung.

Die alpine Hauptmetamorphose der Tremolaserie begann mit einer kataklastischen Phase, welche mit zunehmender Deckenüberlagerung und demzufolge steigender Temperatur und Druck in eine S-N gerichtete laminare Gleitung überging. Dabei wurden die hangenden Schichten relativ stärker nach Nord verschoben als die liegenden.

In dieser Phase entstand die Schieferung des Gesteins; bei zunehmender Temperatur wurden sukzessive die Mineralien des Grundgewebes wie Serizit, Chlorit, Biotit und feinnematoblastische Hornblende, aber auch Plagioklas und Quarz neu gebildet oder unter Einregelung in die Transportrichtung umkristallisiert. Die Bildung des Granats erfolgte in der Schlussphase dieser Dislokation.

Nach E. JÄGER (1962) schwankt das alpine Biotitalter der herzynischen Granite zwischen 15 und 22 Mio. J. Analoges Alter muss für die Tremolabiotite angenommen werden.



Das vordrängende Lepontin bewirkte schliesslich eine Aufstauung des Gotthardmassivs am starren Aaremassiv und die Steilstellung der Schichten. Der Granitaufstieg im nördlichen Lepontin und der damit verbundene Aufstieg der Wärme-front (WENK 1955, p. 90) von Süden her hatte eine postkinematische Erhöhung der Temperatur im ganzen Bereich der Tremolaserie zur Folge, welche zur Bildung der Porphyroblasten führte. Es kristallisierten Granat, Hornblende, Disthen und Staurolith; die letzteren beiden fast ausschliesslich in der nunmehr südexponierten und damit höher temperierten Nelvazone. Das Vorkommen von Pargasiträndern um gewöhnliche Hornblende (vgl. S. 414) ist ebenfalls auf die südlichen Zonen beschränkt. Auch bei den gewöhnlichen Hornblendens lässt sich eine höhere Bildungstemperatur gegen Süden erkennen (vgl. S. 435).

Ebenfalls in die Zeit nach der grossen Dislokationsphase und vielleicht im Zusammenhang mit dem Granitaufstieg im Lepontin (vgl. dazu auch HAFNER 1958, p. 355) fiel die Intrusion der gangartigen Granitaplite, welche scheinbar konkordant aus der Tiefe eindringen und vor allem die mittlere Nelvazone und im Osten die südliche Pontinozone durchsetzten.

Nach diesen Thermalmetamorphosen erfolgte eine E-W Einengung der Tremolaserie im Zusammenhang mit der Biegung des Gotthardmassivs (vgl. S. 463), welche eine N-S verlaufende Kleinfältelung der Tremolaserie zur Folge hatte. Noch unter dem schwindenden Einfluss dieses E-W Stressses und während langsam absinkender Metamorphosetemperatur fand — hauptsächlich im Bereich der südexponierten Zonen — die Bildung der Querbiotite statt, welche in einem Gürtel parallel zur N-S verlaufenden Kleinfältelung angeordnet sind. Anschliessende kleinere Differentialbewegungen in N-S Richtung rissen kleine Spalten und Klüfte auf und verursachten da und dort eine E-W liegende feine Wellung des Gesteins.

Während die mit dem Granitaufstieg im Lepontin zusammenhängende Temperaturerhöhung in der steilgestellten und nunmehr nördlich gelegenen Pontinozone rasch zurückging und keine Diaphthorese erlaubte, fielen die südlichen Zonen der Tremolaserie, welche in unmittelbarer Nachbarschaft des Wärmeherdes unter stagnierender Temperatur standen, einer deutlich retrograden Metamorphose anheim. Die Durchdringung der südlichen Tremolaschiefer mit pneumatolytischen Dämpfen und Lösungen (Turmalingehalt) wirkte katalytisch. In grösserem Masse wurde Biotit zu Chlorit sowie Hornblende zu Chlorit und Biotit, teilweise auch Granat zu Chlorit umgewandelt. Differentialbewegungen fanden nur noch in bescheidenem Masse statt.



Vermutlich hat in dieser letzten Phase der Metamorphose in der südlichen Zone auch eine teilweise Rekristallisation des Plagioklases (zu Albit oder Albitoligoklas) in Anpassung an die P-T-Bedingungen und die neue Textur stattgefunden.

In Fig. 3 sei der Versuch unternommen, die Metamorphose der Tremolaserie in Abhängigkeit von Zeit und Temperatur graphisch darzustellen. Das Diagramm will nur die Altersbeziehungen und die relativen, minimalen Bildungstemperaturen — keine Absolutwerte — zeigen.

Diese Darstellung soll mit Nachdruck darauf hinweisen, dass trotz verschiedener Kristallisations- und Bewegungsphasen, welche im Gefüge der Tremolaserie abgebildet sind, sich dieselben in ihrem Zusammenspiel harmonisch zu einem einzigen alpidischen Zyklus zusammenfügen.

#### **F. Entstehungsgeschichte der Tremolaserie (Zusammenfassung)**

Die sedimentären Gesteine, welche der Tremolaserie und den gleichaltrigen nördlichen Muldenzonen zugrunde liegen, wurden in vermutlich präkambrischer Zeit am Südrande des Gotthardmassivs abgelagert.

Diese Ablagerung fand unter unruhigen, wechselvollen Bedingungen bald in küstennahem marinem Milieu, bald auf dem Festland statt. In enger Wechsellagerung sedimentierten hauptsächlich Tone, mergelige Tone und tonreiche Mergel, welche zum Teil auch mit tuffogenem, basischem Material vermenget waren. Dazwischen und nur in wenig mächtigen Bänken setzten sich tonig-kalkige Sandsteine, dolomitische Mergel sowie sandige Dolomite und Kalke ab.

Voralpine Gebirgsbildungen ergriffen die Tremolaserie nur in schwacher Masse; paläozoische Sedimente wurden nicht abgelagert oder allenfalls schon vor dem Mesozoikum wieder abgetragen. Während der herzynischen Orogenese wurden die nördlichen Partien der sedimentären Ablagerung eingemuldet (Serie des Giubine, Tenelin- und Borelzone) und etwas stärker umgewandelt. Die flachliegende Tremolaserie am Südrande des Massivs aber wurde nur epimetamorph überprägt.

Anschliessend erfolgte die Sedimentation des Mesozoikums, welches diskordant auf den Tremolaschiefern lagert.

Die alpine Metamorphose der Tremolaserie setzte ein mit einer starken kataklastischen Phase, welche unter der zunehmenden Überlagerung durch nordwärts vordringende Decken zu einer Verschleppung und laminaren Verschiebung der Tremolagesteine führte. Dabei bildete sich die N-S gerichtete Lineation (= a-Lineation; parallel zur Transportrichtung).

Unter dem Einfluss eines alpinen Deckenstapels von bedeutender Mächtigkeit wandelten sich die zutiefst liegenden Tremolasedimente (Pontinozone) zu Schiefen und Gneisen um, welche der höher temperierten Epidotamphibolitfazies entsprechen. Die hangenden Schichten der Tremolaserie (Nelvazone) erfuhren eine etwas schwächere Metamorphose entsprechend den Bedingungen der Grünschiefer- und niedrig temperierten Epidotamphibolitfazies. In einer späten Phase der alpinen Orogenese wurde das Gotthardmassiv an das Aarmassiv angeschoben und durch das vordrängende Lepontin steilgestellt und angepresst.

Der im Gefolge der Dislokation im nördlichen Lepontin aufsteigende Granit hatte einen Aufstieg der Wärme-front zur Folge; diese Wärme-front machte sich bis in die Tremolaserie hinein bemerkbar und führte zu einer ausgedehnten postkinematischen Porphyroblastenbildung; die Verteilung und Zusammensetzung der Porphyroblasten lässt die Richtung des Temperaturgradienten deutlich erkennen.

In dieser Zeit erfolgte auch aus der Tiefe die Intrusion von aplit-granitischen Gängen, welche die Tremolaserie in der mittleren Nelva- und südlichen Pontinozone scheinbar konkordant durchsetzen.

Nach dieser tektonischen Ruhepause fand eine E-W Einengung des südlichen Gotthardmassivs statt, welche auf eine Biegung des Massivs zurückzuführen ist. Dabei entstand die parallel zur N-S Lineation verlaufende Kleinfältelung der Tremolagesteine (= b-Lineation, senkrecht zur Transportrichtung).

Die im südexponierten Teil der steilstehenden Tremolaserie nur langsam absinkende Temperatur ermöglichte — vor allem in der Nelvazone — noch die Bildung von Querbiotiten. Etwas später setzte in dieser Region eine retrograde Metamorphose ein, welche unter der katalytischen Wirkung pneumatolytischer Dämpfe und schwacher N-S gerichteter Differentialbewegungen (Entstehung der E-W Wellung = b-Lineation, senkrecht zur Transportrichtung) zu einer Anpassung des Mineralbestandes an die nunmehr vorherrschenden epizonalen Bedingungen führte. Von dieser retrograden Metamorphose blieben die nördlichen Schichten der Pontinozone weitgehend verschont, ihr Mineralbestand blieb gewissermaßen eingefroren.

Eine letzte Bewegungsphase führte zur Bildung von Zerrklüften und Spaltrissen im Gestein, welche alsbald von Kluftmineralien, im kleinen Bereich von Quarz- und Karbonatadern, erfüllt wurden. Die Fächerstellung des Gotthardmassivs und das heutige Nordfallen der Tremolaschiefer ist zum Teil auf nachalpine Bewegungen und Versackungen zurückzuführen.

## II. Kapitel

### Die Pratoserie und die Corandonizone<sup>19)</sup>

#### A. Einleitung

Der Name „Pratoserie“ — nach Alpe di Prato, westlich Ronco im Bedrettal — wurde von HAFNER (1958, p. 272) eingeführt. Die Pratoserie ist identisch mit der „südlichen Gneissserie“ EICHENBERGERS (1924) im Nufenengebiet und dem nördlichen Teil der Tremolaserie nach L. HEZNER (1909, p. 161).

Die erste brauchbare Kartierung der Pratoserie im Untersuchungsgebiet erfolgte durch STAPFF (1885). Er bezeichnete diese Zone treffend als granulitstreifiges Hornblendegestein. G. KLEMM (1906, p. 3 und 4) beschreibt ein Profil zwischen Madrano und Sellasee, in welchem er die den Soresciagneis unterlagernden Amphibolite von der südlich anschließenden wechsellagernden Zone mit meist granatreichen Glimmerschiefern und Hornblendegarbenschiefen abtrennt und erwähnt, dass diese Amphibolite von starken granitischen Injektionen durchsetzt seien.

Eine ausgedehnte Kartierung, gründliche Bearbeitung und Neuinterpretation erfuhr die Pratoserie durch HAFNER (1958). Im folgenden eine Zusammenfassung seiner Ergebnisse:

1. Die Pratoserie wird mit dem Hüenerstockgneis und dem Soresciagneis zusammengefasst zur sogenannten Cavannaserie. Während die beiden letzteren Gneise monoschematisch und nicht verfaltet sind, weist die Pratoserie eine chorismatische Struktur auf und ist teilweise intensiv verfaltet.

2. Innerhalb der Pratoserie können drei Zonen unterschieden werden mit unterschiedlicher Häufung der Gesteinstypen:

- a) Nördlicher Amphibolitzug, vorwiegend aus Amphiboliten und Hornblendeschiefen aufgebaut und durchschwärmt von konkordant verlaufenden Pegmatiten.
- b) Mittlere Gneiszone, bestehend aus einer Serie stromatitischer heller und feinkörniger Gneise und dunkler Biotitschiefer. Gegen Westen zunehmend von pegmatitischen Gängen und Schlieren durchsetzt und verfaltet.
- c) Südlicher Amphibolitzug, formiert durch stromatitische Amphibolite mit Einlagerungen von Glimmergneisen, einzelne Pegmatitgänge und -linsen.

3. Die Glimmerlineationen in der Cavannaserie und in den mesozoischen Bündnerschiefern (Nufenenmulde) verlaufen zueinander parallel; sie sind beide alpinen Alters.

---

<sup>19)</sup> Der Name wird hier zum ersten Mal verwendet.

4. Alle Glieder der Cavannaserie besitzen einen bedeutenden alpin neu kristallisierten Gefügeanteil. Quarz, Biotit, Muskovit, die Feldspatporphyroblasten, Zoisit-Epidot, Karbonat und vielleicht auch Granat sind meistens alpine Sammelkristallisationen.

5. Ein Grossteil der Faltenachsen der Pratoserie verlaufen parallel zur Glimmerlineation der Gneise und sind alpinen Alters. Fremdartig verlaufende Faltenachsen, vor allem der Amphibolitzüge, sind vielleicht voralpin reliktsch.

6. Die Pratoserie hat eine vermutlich vorherzynische Ultrametamorphose durchgemacht. Die strukturelle Ausbildung der Gesteine im Feldverband zeigt, dass zeitweise ein wesentlicher Anteil des Gesteins mobil gewesen sein muss und eine bedeutende metamorphe Differentiation stattgefunden hat. Gewisse Gesteinstypen (Epidotamphibolite etc.) lassen sich als Restgesteine deuten, die ihren Anteil an Natronalumosilikaten durch Ausblutung verloren haben.

7. Die mittlere Gneiszone ist die Herdzone der heute noch sichtbaren Mobilisationen. Die Amphibolite sind Partien bevorzugter Ausblutung.

8. Die Hornblendegesteine der Pratoserie sind vermutlich mehrheitlich sedimentärer Entstehung. Die Chorismite der mittleren Gneiszone sind das Produkt ultrametamorpher Differentiationen, vielleicht gekoppelt mit regionaler Stoffzufuhr granitischen Materials.

9. Über die Herkunft einer allfälligen Stoffzufuhr in die Pratoserie ist nichts bekannt. Die Kontaktverhältnisse des Rotondogranits schliessen eine Stoffzufuhr in benachbarte Gneise eindeutig aus. Es bestehen auch keinerlei Anzeichen einer stofflichen Beziehung zwischen Hüenerstockgneis und Pratoserie.

Die nachfolgende Beschreibung der Pratoserie beschränkt sich zur Hauptsache auf das Gotthard- und Lucendroprofil, wo nur noch der südliche Amphibolitzug ansteht. Viele der Gesteinstypen, welche die Vielfalt der westlichen Pratoserie ausmachen, treten erst am Westrand des Untersuchungsgebietes in Erscheinung.

Die sogenannte Corandonizone, benannt nach dem Pizzo Corandoni (Pt. 2659), nordöstlich Alpe Piora, dessen obere Südflanke sie aufbaut, weist die charakteristische strukturelle Ausbildung und den Gesteinsinhalt der östlichen Pratoserie auf. Beide Gesteinszonen werden daher als äquivalent betrachtet und im folgenden gemeinsam behandelt.

Die Corandonizone ist auf der Karte v. FRITSCHS (1873) noch nicht ausgeschieden. Die erste Kartierung erfolgte durch KRIGE (1918). Ein Ausschnitt der Corandonizone (im Raume P. Corandoni-Lago di Dentro) ist auf der Karte 1 : 10 000 von ZWEIFEL (1954) wiedergegeben. In ihren Beschreibungen behandeln beide Autoren die Gesteinstypen von Corandonizone und Tremolaserie gemeinsam. KRIGE (1918, p. 36 und 53) erwähnt konkordante Pegmatitgänge, welche zwischen Südgrat des P. Taneda und dem Seelein bei Piano dei Porci teilweise auch im Amphibolitzug auftreten.



## B. Pratoserie und Corandonizone als geologisch-stratigraphische Einheit

### 1. Definition

Der als Pratoserie bezeichnete Gesteinskomplex des Untersuchungsgebietes wurde aus den auf S. 394 dargelegten Gründen von der Tremolaserie nach L. HEZNER abgetrennt. Er ist gleichbedeutend mit der Pratoserie HAFNERS westlich der Gotthardstrasse. In älteren Kartenskizzen des Gotthardmassivs wurde die Pratoserie, zusammen mit allen Gesteinszonen zwischen Streifengneis und der Trias bei Airolo, als Tremolaserie aufgeführt. Sie ist folgendermassen definiert:

*Die Pratoserie ist die vorwiegend Bänderamphibolite und helle Glimmergneise führende Gesteinszone, welche im Norden vom Soresciagneis, im Süden von der Tremolaserie begrenzt wird.*

Der lang ausgedehnte, schmale Amphibolitzug am steilen Nordhang von Val Piora wurde von KRIGE (1918) nach petrographischen Gesichtspunkten abgegrenzt. Die auf der beiliegenden Karte als Corandonizone ausgeschiedene und im folgenden definierte Serie ist etwas weiter gefasst. Sie enthält neben Amphiboliten auch eine Reihe von granat- und querglimmerführenden Glimmerschiefern und -gneisen, welche auf KRIGES Karte bereits zu den südlich und nördlich anschliessenden Zonen gezählt wurden.

*Als Corandonizone wird die Bänderamphibolite und Glimmergneise führende Gesteinszone bezeichnet, welche östlich der Poncioni Negri zwischen den beiden Soresciagneiszügen lagert.*

### 2. Der Verlauf von Pratoserie und Corandonizone

#### Pratoserie

Die Nordgrenze der Pratoserie befindet sich an der Gotthardstrasse auf 1840 m ü. M.; der Kontakt zur südlich angrenzenden Tremolaserie ist im Bachbett 150 m unterhalb Ponte di Mezzo aufgeschlossen. Die Pratoserie zieht in nordöstlicher Richtung den Hängen südlich Scara Orello entlang, berührt mit ihrer Nordgrenze Pt. 2147 und scheint sich dann infolge Intersektion mit einem N-W fallenden Abhang in südöstlicher Richtung auszubreiten. Die Grenze gegenüber der Tremolaserie lässt sich auf dem Grat zwischen Pt. 2404,7 und 2429,7, direkt über dem Gotthardtunnel, ausgezeichnet beobachten. Ein durchgehendes Profil ist am Südostgrat des Pizzo Canariscio aufgeschlossen.

Östlich Val Canariscio fehlt die Pratoserie über weite Strecken. Amphi-

bolite, deren Zuordnung aber fraglich ist, werden erst wieder in der hinteren Val Canaria angetroffen. Im Garegnastollen steht an der Grenze zwischen Soresciagneis und Tremolaserie (Tm. 2330—2400 ab SP) eine ca. 50 m mächtige stromatitische Amphibolitserie an, welche in ihrem Charakter ganz der Pratoserie entspricht. An der Oberfläche — im Bereich der steilen Felswände zwischen P. Stabbiello, Pt. 2533 und den Laghetti di Taneda — herrschen zwar Amphibolite vor, welche aber vorläufig zur nördlichen Tremolaserie gerechnet werden, da ihnen die typische Bänderung der Pratoamphibolite fehlt.

Im Lucendrostollen ist die Pratoserie ungefähr zwischen Tm. 3620 und 3900 ab NP aufgeschlossen, im Gotthardtunnel im Bereich zwischen Tm. 2808 und 3175 ab SP.

### Corandonizone

Die Corandonizone steht auf dem Grat der Poncioni Negri im Bereiche von Quote 2550 m an; sie kann in westlicher Richtung — obwohl die typischen Amphibolite fehlen — bis an den oberen Rand des Gehängeschuttes bei Lötascia verfolgt werden. In östlicher Richtung zieht sie zwischen Bassa del Lago Oscuro und Tanedaseen hindurch in die steilen Wände des P. Taneda hinein und berührt das Südufer des Lago dello Stabbio. Sie bildet den oberen Teil der Südflanke des P. Corandoni und pflanzt sich über Lago di Dentro, unteren Südgrat des Schenadüi, Richtung Brücke bei Pt. 2174 fort. Im Bereich zwischen dem Seelein südlich Segna, Lötelle und Passo Corombe steht sie teilweise direkt mit der Trias in Kontakt. Das östlichste Vorkommen ist eine über 0,5 km lange schmale Scholle im Medelsergranit, welche entlang der Höhenkurve 2200 m nordöstlich Piano dei Canali ansteht.

### 3. Kontakte zu den angrenzenden Zonen

Die Kontaktverhältnisse zwischen Pratoserie und Tremolaserie sind auf S. 396, die Grenze gegen den Soresciagneis auf S. 494 beschrieben. Die Nordgrenze des Corandonizugs ist im westlichen Teil meist recht eindeutig und auf wenige Meter scharf. Grosse Unsicherheit herrscht im Gebiet südlich des Pizzo dell'Uomo, wo die sonst typischen Amphibolite immer mehr zurücktreten. Nordöstlich des Passo Corombe fehlen die Hornblendegesteine überhaupt; die wenig charakteristischen Begleitgesteine wie Querbiotitgneise, Biotitschiefer, quarzitisches Gneise etc. mit Quarzaugen lassen sich bei ungünstigen Aufschlüssen kaum vom Soresciagneis abtrennen.

Der Corandonizug zeigt keinen direkten Kontakt mit dem Medelsergranit. Hingegen ist die langgezogene Scholle nordöstlich Piano dei Canali, welche infolge ihrer Bänderamphibolite zur Corandonizone gerechnet werden muss, von Medelsergranit umgeben. Der Kontakt zwischen Scholle und Granit ist an einzelnen Stellen zentimeterscharf, gelegentlich treten längs des Kontaktes Augen und konkordante, seltener diskordante kleine Adern auf. Bei diskordant verlaufenden Kontakten hat der Granit zum Teil eine Aufblätterung und mechanische Verdrängung der Schieferlagen verursacht. Deutlich primär ist der Kontakt am Ostende der Scholle, wo der Granit mit dem Gneis grob verzahnt ist.

Die Südgrenze der Corandonizone ist im allgemeinen recht gut definiert und kann auf wenige Meter genau gezogen werden. Etwas unsicher wird sie stellenweise westlich des P. Taneda, wo soresciagneisähnliche Gesteinstypen zwischen den Amphiboliten vorkommen.

### C. Die Gesteine der Pratoserie und Corandonizone

In der Pratoserie und der Corandonizone herrschen Amphibolite und feinnematoblastische Hornblendeschiefer sowie Glimmergneise vor, nur untergeordnet treten Glimmerschiefer auf. Diese Gesteinsarten sind an gewissen Orten von zahlreichen Pegmatiten durchsetzt. Die folgende Beschreibung beschränkt sich auf die wichtigsten Gesteinsarten; die mikroskopischen Merkmale sind zusammengefasst.

#### Vorkommen

Amphibolite sind in Pratoserie und Corandonizone fast überall verbreitet, ebenso die feinnematoblastischen Hornblendeschiefer. Am Nordrande der westlichen Pratoserie stehen zum Teil granatführende Varietäten an. Grobporphyroblastische Hornblendeschiefer treten in der Pratoserie völlig zurück, hingegen sind sie gelegentlich in der Corandonizone anzutreffen. Die selten vorkommenden Hornblendegarbenschiefer sind ausschliesslich auf die Corandonizone beschränkt. Hornblendegesteine fehlen im östlichsten Zipfel der Corandonizone in der Nähe des Kontaktes zum Medelsergranit.

Glimmergneise kommen in grosser Menge in beiden Serien vor. An der Gotthardstrasse sind die Gneise in der mittleren Zone der Pratoserie (Fortsetzung der mittleren Gneiszone HAFNERS) angehäuft, während sie weiter östlich vor allem im Norden der Serie gegen den Soresciagneis hin

auftreten. Auch in der Corandonizone herrschen streckenweise Glimmergneise vor. Die nur untergeordnet vorkommenden Glimmerschiefer lassen keine systematische Verteilung erkennen. Pegmatite sind hauptsächlich im westlichen Teil der Pratoserie stark verbreitet.

### Allgemeiner Charakter

Beide Serien zeichnen sich durch ausgesprochen stromatitische Lagerung der hellen und dunklen Gesteinsarten aus. Die Amphibolite zeigen meistens eine Bänderung mit messerscharfen Grenzen, wobei Amphibolithorizonte mit solchen von hellen Zweiglimmergneisen wechsellagern. Diffuse, allmähliche Übergänge zwischen den beiden Gesteinsarten fehlen. Eine enge Wechsellagerung (mit zentimeterbreiten Lagen) weisen auch die Glimmergneise und -schiefer unter sich auf.

Typisch für beide Serien sind Verfaltungen mit steilstehenden Faltenachsen. Stellenweise ist eine richtige Schlingentektonik zu beobachten. In den Glimmergneisen sind linsenartige, konkordant eingelagerte Pegmatite (bis einige Meter lang) vorhanden, welche häufig diffus in den Gneis überfließen. Scharf begrenzt sind die Pegmatite in den Amphiboliten und Hornblendeschiefern.

### Im Handstück

Die Hornblendegesteine sind dunkelgrün bis schwarzgrün und weisen fast durchwegs eine feinnematoblastische Textur auf. Amphibolite und Hornblendeschiefer unterscheiden sich makroskopisch kaum, es lassen sich nur die feinen Hornblendestengel erkennen. Die Bänderung der amphibolitischen Gesteine kann vielfach bis in den Handstückbereich verfolgt werden. Auch zahlreiche, feine diskordante Äderchen, welche von Quarz oder limonitisiertem Karbonat erfüllt sind, durchziehen das Gestein. Nur selten führen die Amphibolite Granat ( $\varnothing$  bis 0,5 cm). Die Textur ist feinlagig, die Regelung der Hornblenden oft ausgezeichnet. Die Amphibolite wittern mit rostbrauner Farbe an.

Bei den Glimmergneisen kommen sowohl helle wie auch ganz dunkle Gesteinstypen vor, welche zum Teil bis in den Millimeterbereich hinein gebändert sind. Aber auch diffuse Verteilung der dunklen, biotitreichen Partien ist weitverbreitet. Muskovitführende Gneise treten zurück, der helle Glimmer ist fast immer feinschuppig. Glimmerreiche Gneise sind gut schiefrig bis lagig. Helle, glimmerarme Varietäten sind entweder massig oder linear gestreckt.

Die Regelung der Glimmer ist meist gut zu erkennen. Nicht selten

werden Querglimmer angetroffen. Bei den linear gestreckten Gesteinen bilden die Glimmer einen Gürtel, dessen Achse parallel zur Streckung verläuft.

### Mikroskopische Merkmale

**Quarz:** In allen Gesteinsarten lassen sich feinkörnige rundliche, mosaikartig mit feinen Plagioklaskörnern verwachsene Quarzkristalle ( $\varnothing$  0,05—0,1 mm) beobachten, welche in Lagen zwischen den dunklen Gemengteilen und in Linsen angehäuft oder auch netzartig verteilt sind. Dazwischen kommen, ebenfalls in Lagen und Linsen, grosse, eckige Quarzkörner ( $\varnothing$  0,2—0,6 mm) vor, welche in gut geschieferten Gesteinen in Schieferungsrichtung gelängt sind. In Linsen konnten vereinzelt Quarzkristalle von 4 mm Länge (bei 1 mm Breite) festgestellt werden. In den seltenen grobporphyroblastischen Hornblendeschiefern sind die Zwickel zwischen den dunklen Gemengteilen oft von grobkristallinem, zerbrochenem und undulös auslöschendem Quarz ( $\varnothing$  bis 0,6 mm) erfüllt.

Nur in wenigen Gesteinstypen gehören die Quarze trotz ziemlicher Grössenunterschiede zur gleichen Kristallgeneration. Homöoblastische Quarzgefüge treten selten auf.

**Plagioklas:** Bei den Glimmergneisen kommen öfters grosse idiomblastische Plagioklase ( $\varnothing$  0,6 mm, teils schachbrettalbitartig) vor, welche zerbrochen oder verbogen und mit Quarz ausgeheilt sind. Grössere Individuen sind gelegentlich von Seriziten erfüllt (seltener von Quarzeinschlüssen), weisen gerundete oder amöbenartige Formen auf und durchziehen das Gestein zum Teil netzartig. Andere Gesteinstypen führen ein Mosaik von kleinen, vielfach rundlichen, stark zonaren Plagioklaskörnern. Feinkörnige und porphyroblastische Plagioklase sind oft nebeneinander vorhanden. Die grossen Kristalle sind meistens sauer (Albit, zum Teil

Tabelle 18. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Gesteinstypen           | Quarz                                  | Plagio-<br>klas      | Muskovit-<br>Serizit | Biotit              | Horn-<br>blende      | Epidot              | Karbonat    | Erz        | Kali-<br>feldspat | Granat |
|-------------------------|----------------------------------------|----------------------|----------------------|---------------------|----------------------|---------------------|-------------|------------|-------------------|--------|
|                         | Durchschnitt und Hauptvariationsbreite |                      |                      |                     |                      |                     |             |            |                   |        |
| Glimmer-<br>gneise      | <b>45</b><br>(15–60)                   | <b>25</b><br>(15–40) | 15<br>(0–25)         | 10<br>(0–35)        | 5<br>(0–10)          | 5<br>(0–20)         | 5<br>(0–15) | (0–5)      | (0–10)            | (0–5)  |
| Amphibolite             | <b>15</b><br>(5–15)                    | <b>25</b><br>(15–35) | —                    | 5<br>(0–10)         | <b>50</b><br>(40–60) | 5<br>(0–10)         | —           | (0–5)      | —                 | (0–5)  |
| Hornblende-<br>schiefer | <b>20</b><br>(5–25)                    | <b>5</b><br>(5–15)   | —                    | 10<br>(0–25)        | <b>50</b><br>(40–60) | <b>15</b><br>(5–40) | 5<br>(0–15) | 5<br>(0–5) | —                 | —      |
| Glimmer-<br>schiefer    | <b>35</b><br>(20–50)                   | <b>10</b><br>(5–10)  | 20<br>(0–25)         | <b>25</b><br>(5–50) | —                    | 5<br>(0–10)         | 5<br>(0–10) | (0–5)      | —                 | —      |

Schachbrettalbit bis Albitoligoklas). Das feinkörnige Feldspatmosaik besteht meistens aus Andesin (eventuell Oligoklas bis Andesin).

Bei den Amphiboliten und Hornblendeschiefen herrscht mosaikartige Anordnung von kleinen rundlichen, stark zonaren Plagioklaskristallen ( $\varnothing$  0,05–0,2 mm) vor. Nur selten sind diese diffus zu etwas grösseren, einschlussreichen Individuen zusammengewachsen ( $\varnothing$  0,2–0,4 mm). Bei den grobporphyroblastischen Gesteinsvarietäten treten grosse, klare xenoblastische Kristalle mit Durchmesser bis zu 1 mm als Zwickelfüllung auf. Der Plagioklas hat meistens eine Zusammensetzung von Oligoklas bis Andesin; Albitoligoklas ist eher selten. Albit fehlt völlig.

Die Glimmerschiefer führen basischen Plagioklas (Andesin), der in Lagen mosaikartig verwachsen ist ( $\varnothing$  0,1–0,2 mm) oder vereinzelte xenoblastische Füllsel bildet.

*Kalifeldspat:* Bei einigen Glimmergneisen kann spärlicher Kalifeldspat beobachtet werden. Es handelt sich meist um kleine, amöbenartige Kristalle ( $\varnothing$  0,1 bis 0,5 mm), welche undeutliche Mikroklingitterung zeigen.

*Muskovit-Serizit:* Grobschuppiger Muskovit kommt nur selten vor. Er tritt in Schuppen bis zu 1 mm Durchmesser auf und ist in Schlieren parallel zur Schieferung angeordnet; in gewissen Bereichen bildet er ein filziges Gewebe. Häufiger werden Serizitschuppen von 0,1–0,4 mm Durchmesser beobachtet, welche in Lagen angesammelt, parallel mit Biotit verwachsen und gut geregelt sind. Kleine Schuppen sind auch parallel verwachsen zu Aggregaten von 2–3 mm Länge, welche das Gestein da und dort längs der Schieferung durchsetzen. Massige Gesteinstypen sind oft wirr von einzelnen kleinen Serizitschuppen ( $\varnothing$  0,1–0,2 mm) erfüllt.

*Biotit:* Die Glimmergneise und -schiefer führen häufig isolierte kleine Biotitschuppen von 0,1–0,5 mm Durchmesser, welche mehr oder weniger eingeregelt und parallel mit Muskovit-Serizit verwachsen sind. Grössere Biotite sind oft zu Schuppenpaketen angehäuft und ziemlich chloritisiert. Ab und zu ist das Gestein vollständig von einem Netz subparalleler Schuppen ( $\varnothing$  0,5 mm) durchsetzt. Gelegentlich können auch wirre Biotitnester beobachtet werden. Querbiotite treten öfters auf, grössere Individuen sind vielfach von Quarzeinschlüssen erfüllt.

Bei den Amphiboliten kommen meist nur isolierte und querstehende Biotitschuppen von 0,5–1,0 mm Durchmesser vor, die immer frisch sind. Seltener ist eine lagenweise Anreicherung zu beobachten.

Der Pleochroismus schwankt deutlich. Es herrscht vor:  $n_\alpha$  hellgelb bis bräunlichgelb,  $n_\gamma$  grünlichbraun bis schwarzbraun; weniger häufig ist  $n_\alpha$  gelblich und  $n_\gamma$  hellbraun bis warmbraun.

*Hornblende:* In den Amphiboliten und feinnematoblastischen Hornblendeschiefen sind die meist 1–3 mm langen Hornblendekristalle recht idiomorph ausgebildet und arm an Einschlüssen. Sie bilden ein feinnematoblastisches Gewebe, in welchem die einzelnen Kristalle streng in die Schieferungsebene eingeregelt sind. Innerhalb der Schieferungsebene kann zum Teil eine vorzügliche lineare Anordnung der Stengel in N–S Richtung beobachtet werden, zum Teil sind sie auch schief zur allgemeinen N–S Lineation geregelt oder überhaupt ungeordnet. Kräftig pleochroitische Hornblenden mit  $n_\alpha$  blassgelbgrün und  $n_\gamma$  blaugrün,  $n_\gamma \wedge c \approx 17-22^\circ$  herrschen vor. Die chemische Analyse einer derartigen Hornblende aus dem Corandonizug ist in STEIGER (1961, p. 151, Hornblende 12 aus Handstück 382) aufgeführt. Sie zeichnet sich gegenüber Hornblenden der Tremolaserie aus durch



niedrigen Al- und  $H_2O^+$ -Gehalt bei hohem Gesamteisen-, Ti- und K-Gehalt. Nur selten treten eisenarme, strahlsteinartige Hornblenden auf, mit schwachem Pleochroismus ( $n_\alpha$  blassgelbgrün,  $n_\gamma$  blassgrün,  $n_\gamma \wedge c = 12-16^\circ$ ).

Glimmergneise und -schiefer führen gelegentlich etwas Hornblende (Längen bis zu 2–3 cm), welche xenoblastische Formen zeigt und siebartig mit Quarz durchsetzt ist. Meist ist sie stark biotitisiert oder chloritisiert.

*Zoisit-Epidot:* In den Hornblendeschiefern kann Zoisit zu einem wesentlichen Gemengteil werden. Stengel von 1–2 mm Länge sind mit ebensolchen, meist eisenarmen Hornblendekristallen parallel zu einem feinnematoblastischen Gewebe zusammengewachsen. Im gleichen Gestein können sowohl  $\alpha$ - wie  $\beta$ -Zoisit auftreten. Zoisitkristalle sind im allgemeinen besser idiomorph (stengelig) und dementsprechend deutlicher eingeregelt als die vielfach rundlichen und kleinen Epidotkörner (max.  $\varnothing$  0,5 mm), welche in keinem Hornblendegestein fehlen.

Bei den Glimmergneisen kommt vorwiegend Epidot in kleinen gerundeten Körnern ( $\varnothing$  0,1–0,5 mm) vor. Grössere Individuen sind vielfach stark xenoblastisch, von Quarz durchsetzt und stehen teilweise quer zur Schieferung. Nur selten sind idioblastische Kristallformen an Epidot zu beobachten.

*Karbonat:* Das Karbonat der Hornblendeschiefer tritt in Linsen und längs Spaltrissen zusammen mit neugebildetem Quarz auf ( $\varnothing$  0,2–0,8 mm). Nur vereinzelt wurden isolierte, einschlussfreie Xenoblasten ( $\varnothing$  0,3–0,5 mm) beobachtet. Es scheint sich ohne Ausnahme um Kalzit zu handeln. Bei den Glimmergneisen und Schiefern sind kleinere und grössere Körner ( $\varnothing$  bis 1 mm) in Lagen, Nestern oder längs Klüften aggregiert.

*Granat:* Die Granate der Glimmergneise und -schiefer sind ganz allgemein arm an Einschlüssen und zeigen isometrische, etwas gerundete, nur selten gut idioblastische Formen ( $\varnothing$  bis 0,5 mm). Nur spärlich sind Zoisiteinschlüsse (Zersetzung?) zu beobachten. In einem Amphibolit wurden Granate ( $\varnothing$  0,5 cm) festgestellt, welche bei zwar idioblastischen Umrissen siebartig vollkommen von Quarz durchsetzt sind. Eine Bewegung der Porphyroblasten fand jedoch während des Wachstums nicht statt.

*Prehnit:* In Amphiboliten treten gelegentlich längs Spaltrissen Prehnit-Kristalle ( $\varnothing$  bis 0,5 mm) auf, welche zum Teil randlich mit Zoisitnadeln des Grundgewebes verwachsen sind.

*Akzessorien:* Apatit, Rutil, Zirkon, Turmalin (Disthen, Staurolith, Orthit); Pyrit, Magnetkies und andere Erze.

Die *Struktur* der Hornblendeschiefer und Amphibolite ist mehrheitlich feinnematoblastisch, bei den Gneisen wiegt die grano- bis lepidoblastische Struktur vor; gelegentlich sind Ansätze zu schwacher Porphyroblastenbildung sichtbar. Rein granoblastische Strukturen treten zurück.

Die *Textur* ist mehrheitlich gut kristallisationsschiefrig, vielfach feinschiefrig bis feinlagig. Undeutliche Texturen sind selten.

### Mineralfazies

Die Mineralassoziation der Prato- und Corandonigesteine entspricht der Mesozone. Die Amphibolite gehören infolge ihres relativ basischen

Plagioklases (Oligoklas-Andesin) der niedrig temperierten Amphibolitfazies an. Ebenso scheint das feinkörnige Quarz-Feldspatgefüge der Glimmergneise unter Amphibolitfaziesbedingungen entstanden zu sein. Andererseits mögen die frischen sauren Plagioklase (Albit bis Albit-oligoklas), welche in den Glimmergneisen vielfach vorherrschen, auf eine nachträgliche Überprägung des Gesteins unter Bedingungen der Epidot-amphibolitfazies hindeuten.

### Herkunft

Von sicher zur Pratoserie oder Corandonizone gehörenden Gesteinen sind nur zwei chemische Analysen bekannt (HEZNER 1909, p. 182 und 191). Diejenige des Biotitschiefers aus dem Gotthardtunnel (Tm. 2881,3 ab SP) weicht stark von den Glimmerschiefern der Tremolaserie ab und fällt mitten ins Eruptivfeld. Dennoch ist infolge der engen Verknüpfung derartiger Biotitschiefer mit hellen karbonatführenden Gneisen (in Form von Bändergneisen) eine sedimentäre Herkunft der ersteren denkbar. Die zweite Analyse stammt von einem Zoisitamphibolit von Ponte di Mezzo am Ausgang der Tremolaschlucht. Dieses Gestein muss von einem dolomitreichen Mergel hergeleitet werden.

Auch nach HAFNER (1958, p. 314) dürften die Hornblendegesteine der Pratoserie mehrheitlich sedimentärer Entstehung sein. Die Anordnung und Lagerung der Hornblendegesteine und Glimmergneise zu lang ausgedehnten Zügen kann auch aus dem östlichen Teil der Pratoserie sowie aus der Corandonizone bestätigt werden und erinnert — wie HAFNER (1958, p. 314) sagt — vielleicht noch als einziges an eine alte Stratigraphie.

## D. Die Stratigraphie der Pratoserie und Corandonizone

### 1. Gliederung und Verlauf der Zonen

Nach HAFNER (1958, p. 278) kann die Pratoserie nach den vorherrschenden Gesteinsarten in drei Zonen gegliedert werden:

1. Nördlicher Amphibolitzug
2. Mittlere Gneiszone
3. Südlicher Amphibolitzug

Diese Dreiteilung lässt sich auch östlich der Gotthardstrasse vorerst noch erkennen. Der nördliche Amphibolitzug wird gegen Osten aber sukzessive vom Soresciagneis abgeschnitten und keilt vor Pt. 2147 aus.

Er wurde im Lucendrostollen nicht mehr angefahren. Die Mächtigkeit der mittleren Gneiszone ist im Bereiche von Pt. 2147 und im Lucendrostollen bereits reduziert. Diese Zone keilt zwischen Lucendrostollen und Gotthardtunnel aus. Der östliche Ausläufer der Pratoserie wird ganz von Gesteinen des südlichen Amphibolitzuges eingenommen.

Auf eine durchgehende Gliederung der Corandonizone wurde verzichtet. Am P. Taneda-Südgrat wurde nachstehende Abfolge beobachtet: an der Südgrenze (Quote 2465 m) sind soresciagneisähnliche Gesteine mit Lagen von dunklem Biotitschiefer aufgeschlossen; bis 2545 m steht eine Folge von Granatquerglimmerschiefern, soresciagneisähnlichen Zweiglimmergneisen, gebänderten Glimmergneisen (teilweise mit grösseren Muskovitblättchen) an. Anschliessend tritt ein Amphibolit auf, der mit Glimmergneis wechsellagert. Ab Quote 2555 m bis zur Grenze mit dem nördlichen Soresciagneiszug (bei Quote 2580 m) folgen sich in enger Wechsellagerung Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer.

Am Südwestgrat des Schenadü herrschen Bänderamphibolite bei weitem vor. Horizonte mit Glimmergneisen sind auf den nördlichen Teil der Zone beschränkt.

Im östlichen Teil der Corandonizone — in Nähe des Granitkontaktes südlich P. dell'Uomo — treten die für die Zone charakteristischen Amphibolite immer mehr zurück. Schliesslich stehen nur noch Glimmerschiefer und -gneise an, die nicht mehr mit Sicherheit vom Soresciagneis abgetrennt werden können. Ein letzter schmaler Ausläufer der Corandonizone mit typischen Amphiboliten ist südöstlich des P. dell'Uomo als Scholle im Medelsergranit eingeschlossen.

## 2. Das Alter von Pratoserie und Corandonizone

Die Kontaktverhältnisse gegenüber Rotondo- und Medelsergranit zeigen, dass beide Serien älter sind als die Platznahme der Granite. Die scharfe Metamorphosegrenze, das Fehlen sedimentärer Ablagerungsstrukturen, das Auftreten von steilen Faltenachsen, welche der Tremolaserie fremd sind und gelegentliche tektonische Störungen an der Grenze zwischen Pratoserie und Tremolaserie (vgl. S. 396) sind Anhaltspunkte für das höhere Alter der ersteren.

Eine Altersbeziehung zwischen Pratoserie (Corandonizone) und Streifengneis lässt sich nirgends erkennen, da überall die Soresciagneiszone dazwischengelagert ist. Die Grenze zwischen Pratoserie und Soresciagneis ist zwar teilweise unscharf (vgl. S. 494), dennoch ist das diskordante Auskeilen der nördlichen Zonen der Pratoserie gegen Osten unverkenn-

bar. Diese Diskordanz mag auf ein jüngeres Alter des Soresciagneises hinweisen. Ähnliche Beobachtungen aus der westlichen Pratoserie fehlen jedoch.

Der Soresciagneis wird, infolge seiner Ähnlichkeit mit anderen Paragesteinen des Gotthardmassivs, welche bei der Intrusion des Streifengneismagmas stofflich verändert wurden, als vorstreifengneisisch bezeichnet (vgl. auch E. NIGGLI in CADISCH 1953, p. 102). Das Gegenargument von SONDER (1921, p. 9: Geröllfunde von Sellagneis (= Streifengneis) im Soresciagneis) wird hinfällig, da der sogenannte „Soresciagneis“ südlich des Sellasees (westlich Pt. 2373) kein Soresciagneis ist, sondern der Giubineserie (vgl. S. 505) angehört.

Die Pratoserie muss also wie der Soresciagneis zum basalen alpinen Grundgebirge (STAUB 1948, p. 433) gerechnet werden. Sie ist wahrscheinlich das älteste Gestein des Untersuchungsgebietes.

## E. Die Metamorphose der Pratoserie und Corandonizone

### 1. Gefüge

#### Kristallgenerationen

Im Gefüge der Prato- und Corandonigesteine lassen sich die gleichen sechs Kristallgenerationen wie in der Tremolaserie erkennen:

Tabelle 19. *Kristallgenerationen in der Pratoserie (Corandonizone)*

Gene-  
ration

1. Reliktisches, feinkörniges, oft unsauberes Quarz-Feldspattrümmermosaik mit rundlichen, stark zonaren Plagioklasen; kleine, gut idioblastische und einschlussfreie Granate, oft zerbrochen, vereinzelt mit beginnender Zoisitierung; zerbrochene, teils schief zur Schieferungsebene oder Glimmerlineation stehende Hornblendekristalle.
2. Rekristallisierte, parallel zur Schieferung geregelte Glimmer (Muskovit und Biotit); saubere, zum Teil grobkörnige Quarzkristalle, zum Teil gelängt; parallel zur Glimmerlineation rekristallisierte Hornblendekristalle; grössere, neu gebildete und gelegentlich gelängte saure Plagioklase (häufig schachbrettalbitartig).
3. Porphyroblastische Granate und Hornblenden (sehr selten Disthen und Staurolith) mit Einschlüssen, welche parallel zur Schieferung des Gesteins verlaufen.
4. Querbiotite, teilweise mit Einschlüssen von gelängten Quarzen der 2. Generation.
5. Zersetzungsprodukte (Chlorit, Biotit und Serizit).
6. Quarz-, eventuell Karbonat-, selten Prehnitneubildungen längs Klüften.

Es ist oft schwierig zu entscheiden, welcher Generation die Hornblenden zuzuordnen sind, da nicht selten frische Hornblendekristalle auch mitten im Quarz-Feldspattrümmermosaik auftreten. Die Kleinheit der Hornblendestengel (1—4 mm lang), das Fehlen von Einschlüssen und die gute Einregelung in die Schieferungsebene machen in den meisten Fällen eine Zugehörigkeit zur 3. Generation (Porphyroblastenbildung) unwahrscheinlich.

Im Gegensatz zur Tremolaserie sind die 3.—6. Kristallgeneration in der Pratoserie und Corandonizone nur sehr schwach entwickelt und treten makroskopisch kaum in Erscheinung. Ein wesentlicher Anteil des Gefüges wird von reliktschen Kristallen der 1. Generation eingenommen. Er ist etwas abhängig von der Gesteinsart und vom Ort des Vorkommens. Im Gotthardtunnel stehen die Gesteine mit massgeblichem reliktschem Gefügeanteil vorwiegend in der nördlichen Hälfte der Pratoserie an. In der Corandonizone scheint der reliktsche Anteil ebenfalls etwas grösser zu sein als in der südlichen Pratoserie.

### Bewegungsphasen

Aus dem Gefüge der Prato- und Corandonigesteine lässt sich eine ähnliche Abfolge tektonischer Phasen herauslesen wie bei der Tremolaserie (vgl. S. 459). Während einer kataklastischen Phase I wurden die Kristalle der 1. Generation zermalmt oder zerbrochen. Die Rekristallisation und Einregelung der Mineralien der 2. Generation fand unter dem Einfluss einer Bewegungsphase II statt. Die nächste Phase (III) verursachte teilweise eine Fältelung des Gesteins. Die Verbiegung der Plagioklasse der 2. Generation, das Aufreissen von kleinen Spaltrissen und die Beanspruchung der darin kristallisierten Neubildungen sind auf schwache spätere Bewegungsphasen zurückzuführen.

### Makroskopische Gefügemerkmale

Die Gesteine von Pratoserie und Corandonizone zeigen neben einer meist ausgezeichneten Schieferung eine *mehrheitlich N-S gerichtete Lineation* der Glimmer. Dazu parallel verlaufen die Hornblendestengel gewisser Amphibolite und fein- und grobnematoblastischer Hornblendeschiefer.

Bei verschiedenen Gesteinen kann auf dem Querbruch (seltener im Hauptbruch) eine *Fältelung* festgestellt werden, welche im allgemeinen parallel zur N-S Lineation verläuft. Gelegentlich tritt eine gleichgerichtete grobe Verfaltung des Gesteines auf. Glimmergneise der auskeilenden mittleren Gneiszone sind stellenweise linear gestreckt.

Eine Reihe von Amphiboliten der Pratoserie zeigen wohl eine ausgesprochen lagige Textur, hingegen streut die Orientierung der feinen Hornblendestengel innerhalb der Schieferungsebene erheblich. Im südlichen Amphibolitzug der Pratoserie sowie in der Corandonizone bei Lago dello Stabbio sind öfters grobe Verfaltungen des Gesteins mit steil nach Westen fallenden Achsen zu beobachten. Im Bereich dieser Verfaltungen stehen die Hornblendestengel der Amphibolite parallel zu den Faltenachsen, können aber nur wenig daneben die übliche  $\pm$  N-S gerichtete Orientierung einnehmen (vgl. auch HAFNER 1958, p. 296).

Nur selten ist in Amphiboliten eine schwache, unregelmässige SW-NE Wellung zu erkennen.

### Entstehung des Gefüges

Aus der Strukturkarte muss entnommen werden, dass die mehrheitlich N-S gerichtete Lineation der Pratoserie (Corandonizone) identisch ist mit derjenigen der Tremolaserie und daher alpines Alter aufweist. Die steilen, nach Westen abtauchenden Faltenachsen und die lokal dazu parallele Orientierung der Hornblendestengel sind dem südlichen Gott-hardmassiv an sich fremd. Sie mögen reliktsch sein und einer älteren voralpinen Metamorphose angehören (vgl. auch HAFNER 1958, p. 306).

Die parallel zur N-S Lineation verlaufende Fältelung und Verfaltung des Gesteins scheint der N-S Kleinfältelung der Tremolaserie äquivalent zu sein. Die unbedeutende SW-NE Wellung kann vielleicht der E-W Wellung der Tremolaserie gleichgesetzt werden. Es scheint, dass Pratoserie und Corandonizone zwar den gleichen tektonischen Beanspruchungen ausgesetzt waren wie die Tremolaserie, jedoch durch dieselben nicht vollständig umgeprägt wurden. Das heute vorliegende, teils etwas verworrene Gefüge ist demnach das Abbild verschiedener Metamorphosezyklen.

Nur der Einfluss der letzten Gebirgsbildung kann in Analogie mit der Tremolaserie etwas näher beurteilt werden. Durch die Kataklase I wurde das alte Gefüge der Prato- und Corandonigesteine zerbrochen, lagenweise auch zermalmt. Unter Einwirkung der Stressphase II (S-N Schub) bildeten sich die Mineralien der 2. Generation (Glimmer und Hornblenden, Quarz und saure Plagioklase); in einzelnen Horizonten fand eine beschränkte laminare Gleitung statt, wobei sich die neugebildeten Mineralien in die Gleitrichtung einregelten (a-Lineation), in anderen kristallisierte das alte Gefüge nur teilweise um. Nach dieser Bewegungsphase bildeten sich vereinzelte Porphyroblasten. Die E-W Einengung (Phase



III) führte zu einer N–S gerichteten Fältelung des Gesteins (b-Lineation), stellenweise zu einer dazu parallelen grösseren Verfaltung. Die Quarz- und Biotitkristalle kristallisierten noch unter Einwirkung dieses E–W Zusammenschubs. Schwache kataklastische Beanspruchungen des Gesteins führten zur Bildung kleiner Klüfte und Spaltrisse, welche anschliessend von Quarz, Karbonat, seltener von Prehnit erfüllt wurden und hatten ferner eine Verbiegung und Mörtelkranzbildung bei neugebildeten Plagioklasen der 2. Generation zur Folge.

## 2. Mineralfazies

Diejenigen Mineralphasen, welche mit Sicherheit der 2. oder späteren Generationen angehören und damit auf die alpine Metamorphose zurückgehen, wurden unter Bedingungen der Epidotamphibolitfazies gebildet.

Das reliktsche Gefüge der Glimmergneise und ein Teil der Amphibolite weisen auf voralpine Metamorphosebedingungen hin, welche der Amphibolitfazies entsprechen.

Die strukturelle Ausbildung der Pratoserie im Gesteinsverband (siehe unten) ist nach HAFNER (1958, p. 309) auf eine Ultrametamorphose zurückzuführen. Diese muss unter Druck- und speziell Temperaturverhältnissen stattgefunden haben, welche im Bereich zwischen Amphibolitfazies und anatektischer Aufschmelzung vorherrschen.

## 3. Geschichte der Metamorphose

Pratoserie und Corandonizone haben mehrere Metamorphosen unterschiedlichen Grades erlebt.

Die älteste und tiefgreifendste lässt sich fast nur im Gesteinsverband und nur am westlichen Rand des Untersuchungsgebietes (Pratoserie) voll erkennen. Nach HAFNER (1958, p. 309) sind die dort vorkommenden zahlreichen pegmatitischen Einlagerungen, das lagenweise Auftreten von hellen Gneisen und aplitähnlichen Gängen, die Bänderung der Amphibolite und Glimmergneise als Folgen einer vermutlich vorherzuzynischen Ultrametamorphose aufzufassen, während welcher umfangreiche Stoffmobilitäten vor sich gingen.

Eine alte Metamorphose höheren Grades muss auch im Corandonizug angenommen werden. Die Bänderung der Amphibolite und Gneise mit messerscharfen Grenzen zwischen hellen und dunklen Lagen ist nicht — wie in der Tremolaserie — ein Abbild ursprünglich sedimentärer Schichtung, sondern eine Folge von metamorpher Differentiation, verbunden mit Stoffaustauschvorgängen. Dabei mag eine örtliche Verflüssigung des

Gesteins (Anatexis) stattgefunden haben. HAFNER (1958, p. 311) legt dar, dass sich mehrere dunkle Gesteinstypen (Epidotamphibolite, Epidotbiotitschiefer) als Restgesteine deuten lassen, welche ihren Anteil an Natronalumosilikaten durch Ausblutung verloren haben.

Die im Untersuchungsgebiet steil nach Westen einfallenden fremdartigen Faltenachsen und die lokal dazu parallele Hornblendelineation, sowie die im Vergleich zu den nördlich und südlich anschliessenden Zonen unstete „N-S“ Lineation der übrigen Gesteine von Pratoserie und Corandonizone deuten die Existenz einer weiteren voralpinen Metamorphose an.

Zu herzynischer Zeit bildeten sich unter P-T-Bedingungen der Amphibolitfazies die Mineralien der 1. Generation, welche als Relikte in grossem Masse noch das heutige Gefüge erfüllen.

Die retrograde alpine Metamorphose führte nur zu einer teilweisen Rekristallisation des Gefüges. Sie setzte ein mit einer kataklastischen Phase, welche das Gefüge in gewissen Horizonten nur wenig beanspruchte, in anderen aber zu einer vollständigen Zertrümmerung führte. Unter der Einwirkung des nach Norden gleitenden alpinen Deckenstapels fand bei erhöhter Temperatur (entsprechend der Epidotamphibolitfazies) eine teilweise Rekristallisation von alten zerbrochenen Gemengteilen (Hornblendestengel und Granate) sowie eine Neubildung von Glimmern, Quarz, sauren Plagioklasen und Hornblenden der 2. Generation statt, welche sich in N-S Richtung einregelten und teilweise gestreckt wurden. Eine laminare Gleitung in grossem Stile, wie man sie in der Tremolaserie erkennen kann, kam nicht zustande; die Gleitung blieb auf einzelne plastischere Horizonte beschränkt. Die spärlichen Porphyroblasten bildeten sich in einer tektonischen Ruhepause. Nach der Steilstellung des Gotthardmassivs erfolgte eine E-W Einengung im südlichen Teil, welche auch den Gesteinen der Pratoserie und Corandonizone eine gewisse N-S verlaufende Verfaltung und Fältelung aufprägte. Noch unter Einfluss dieses E-W Stresses kristallisierten die Querbiotite. Anschliessend erfolgte die Zersetzung der Mineralien. Damit einher gingen an sich unbedeutende Differentialbewegungen, welche die Plagioklase der 2. Generation verbogen und im Gestein Spalte und Klüfte aufrissen. Zirkulierende Lösungen erfüllten dieselben mit Quarz, Karbonat, seltener mit Prehnit.

Die offensichtliche Metamorphosegrenze zwischen Pratoserie und Tremolaserie kann auf ähnliche Art gedeutet werden wie beim Soresciagneis (vgl. S. 503). Danach wurden die an der Grenze anstehenden etwas höher und vollständiger metamorphen Schichten der Tremolaserie in einer späten Phase der Hauptdislokation auf die alpin schwächer überprägte Pratoserie aufgeschoben. Anzeichen für eine spätektonische

Beanspruchung längs der Grenze (starke Verfaltung des Gesteins, diskordant zur Grenze verlaufende Schieferung) können insbesondere in einem Seitenbach des Riale Sorescia (Koord. 688.72/155.97) beobachtet werden.

#### **F. Entstehungsgeschichte der Pratoserie und Corandonizone (Zusammenfassung)**

Der Hauptteil der Prato- und Corandonigesteine dürfte von Sedimenten hergeleitet werden, welche in vermutlich archaischer Zeit vor allen andern Gesteinen des Untersuchungsgebietes abgelagert wurden.

In vorherzynischer Zeit — denkbar wäre sogar eine vorstreifengneisische Periode, da stoffliche Beziehungen zum Streifengneis fehlen — fand eine Ultrametamorphose statt, welche im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes umfangreiche Stoffmobilisationen zur Folge hatte. Auch im Corandonizug ging eine metamorphe Differentiation unter zeitweiser Beteiligung einer mobilen Phase vor sich.

Eine weitere voralpine Gebirgsbildung erzeugte die für das übrige Gotthardmassiv fremdartigen steil nach Westen einfallenden Faltenachsen mit der lokal dazu parallelen Hornblendelineation.

In wahrscheinlich herzynischer Zeit bildeten sich unter Bedingungen der Amphibolitfazies die Mineralien der 1. Generation, welche als relik-tische Gemengteile noch einen bedeutenden Anteil des heutigen Gesteinsgefüges einnehmen.

Die alpine Orogenese hatte eine retrograde Metamorphose zur Folge mit teilweiser Rekristallisation des Gefüges unter P-T-Bedingungen der Epidotamphibolitfazies. In einer ersten kataklastischen Phase fand eine teilweise Zertrümmerung des alten herzynischen Gefüges statt. Die zunehmende Überlagerung durch die nach Norden gleitenden alpinen Decken führte zu einer Erhöhung der Temperatur, welche eine teilweise Rekristallisation von Gemengteilen der 1. Kristallgeneration bewirkte. Eine Reihe von Mineralien wurden neu gebildet und unter dem Einfluss des S-N Schubes in die Transportrichtung eingeregelt (a-Lineation). Eine eigentliche laminare Gleitung der Schichten kam aber nur in einzelnen Horizonten zustande. In der Schlussphase der alpinen Dislokation wurde das Gotthardmassiv am Aaremassiv steilgestellt. Nach dem Erlahmen der Bewegung fand ein bescheidenes Porphyroblastenwachstum statt. Die anschliessende Biegung des Gotthardmassivs führte im südlichen Teil desselben zu einem E-W Zusammenschub, welcher eine Verfaltung

und Fältelung der Prato- und Corandonigesteine zur Folge hatte. In dieser Zeit bildeten sich auch die Querbiotite. Bei absinkender Temperatur trat schliesslich eine unbedeutende Chloritisierung evtl. Biotitisierung des Gesteins ein. Schwächere Differentialbewegungen erzeugten Spalt-  
risse und kleine Klüfte, welche alsbald von frischen Quarz-, Karbonat-, eventuell Prehnitkristallisationen erfüllt wurden.

### III. Kapitel

## Der Soresciagneis

### A. Einleitung

Der Name „Soresciagneis“ wurde erstmals von STAPFF (1880) verwendet. Er bezeichnet damit den Gneis, welcher südlich an den Tremolagranit anschliesst und auf Alpe Sorescia und südlich der Sellaseen ansteht. Nach der Karte STAPFFS (1885) umfasst der Soresciagneis auch noch spärliche Serpentinstöcke und Amphibolitstreifen. Von WAINDZIOK (1906, p. 51) stammt die erste petrographische und chemische Untersuchung des Gesteins. Auch KRIGE (1918, p. 33) beschreibt in seiner „südlichen Randzone“ des Gotthardmassivs Gneise, welche dem Soresciagneis entsprechen. Der Soresciagneis ist nicht dem Sellagneis gleichzusetzen, wie das ALBERT HEIM (1921, p. 195) getan hat<sup>20</sup>).

Eine Neudefinition des Begriffes Soresciagneis gibt HAFNER (1958, p. 277), indem er die südlichen Zonen des Gneises, welche noch Hornblende führen, abtrennt und zu seiner neugeschaffenen Pratoserie zählt. Die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchungen HAFNERS seien im folgenden zusammengefasst:

1. Der Soresciagneis dehnt sich in E-W Richtung über einen grossen Teil des Gotthardmassivs aus; im Norden und Süden ist er scharf abgegrenzt.
2. Er bildet einen Gesteinskomplex von wechselnder Mächtigkeit aber einheitlichen Aussehens und Beschaffenheit über weite Distanzen.
3. Der Soresciagneis ist ein monoschematischer Biotit-Albitgneis mit lagiger, streifiger Textur. In der südlichen Hälfte gegen die Pratoserie hin sind vereinzelt stromatitische Partien eingelagert mit 5—50 cm breiten quarzitischen Bändern.

---

<sup>20</sup>) Der Sellagneis, von anderen Autoren Sella-Cadlimogneis oder Cadlimogneis benannt, ist identisch mit dem Streifengneis H. M. HUBERS (1943).

Die zentrale Zone des Soresciagneises führt vereinzelte, etwa hundert Meter breite Partien mit 5—10 cm grossen, hauptsächlich aus Feldspat bestehenden Augen.

4. Die erwähnte zentrale Zone grenzt an der Gotthardstrasse direkt an den Südrand des Rotondogranits. Das Auftreten der Augen am Kontakt ist nur zufällig, weil am Gotthardpass der nördliche augenfreie Teil des Soresciagneises vom Rotondogranit abgeschnitten ist.

5. Die Striung des Soresciagneises ist alpinen Alters. Auch ist ein bedeutender Gefügeanteil alpin neu kristallisiert. Die Augen des Soresciagneises sind voralpine Bildungen, nur stellenweise zeigen sie Ansätze zu alpiner Umkristallisation.

6. Die  $\pm$  horizontal verlaufende Wellung ist jünger als die Striung und stellt eine spätalpine Beanspruchungsphase dar; sie hat keine Rekristallisationen verursacht.

7. Der Soresciagneis gehört einer ultrametamorphen Gesteinsserie (Cavannaserie) an. Von einer ehemals mobilen Phase ist aber heute wenig zu sehen. Die Ultrametamorphose war vermutlich vorherzynisch.

8. Eine stoffliche Beziehung des Soresciagneises zum Rotondogranit oder Hüenerstockgneis (= Streifengneis), wie dies WAINDZIOK (1906) und L. HEZNER (1909) angenommen haben, ist unwahrscheinlich.

9. Die feldspatreichen Augen des Soresciagneises sind entweder durch Austauschprozesse geringen Umfanges im Soresciagneis selbst erklärbar oder es käme als Herd für eine Alkalizufuhr die südlich benachbarte ultrametamorphe Pratoserie in Frage.

## **B. Der Soresciagneis als geologisch-stratigraphische Einheit**

### **1. Definition**

Der im folgenden beschriebene und auf der Kartenbeilage ausgeschiedene Soresciagneiskomplex ist im wesentlichen identisch mit dem Soresciagneis nach HAFNER (1958).

Es treten aber folgende Komplikationen auf:

1. Wenig östlich der Gotthardstrasse schiebt sich eine polymetamorphe Gesteinsserie (Serie des Giubine) zwischen den Tremolagranit (weiter östlich den Streifengneis) und den Soresciagneis ein, welche bis zum Medelsergranitstock des Pizzo dell'Uomo anhält.

2. Die Pratoserie ist nur im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes vorhanden; sie fehlt mit Sicherheit im zentralen Teil und kann erst im nördlichen Garegnastollen wieder nachgewiesen werden. Der Soresciagneis grenzt also zum grossen Teil direkt an die Tremolaserie.

3. Von den Ponc. Negri bis zum Passo Corombe schaltet sich ein Amphibolitzug (Corandonizone) ein, welcher den Soresciagneis in einen nördlichen und südlichen Ast aufspaltet. Im nördlichen Ast setzt sich der typische monoschematische Soresciagneis, der für den westlichen

Teil des Untersuchungsgebietes charakteristisch ist, fort, während derselbe im südlichen Ast allmählich in einen Mischgneis (Varietät von Lago di Dentro) übergeht.

*Als Soresciagneis wird im folgenden diejenige Zone bezeichnet, welche fast ausschliesslich aus feinlagigem, dunklem Zweiglimmer-Albitoligoklasgneis besteht und in Meterabständen 2—4 cm grosse Augen führt.*

Gegen Norden ist die Grenze des Soresciagneises markiert durch das nördlichste Auftreten der 2—4 cm grossen Augen; die südliche Grenze ergibt sich durch das erstmalige Auftreten von Hornblendegesteinen der Prato- oder der Tremolaserie.

Diese Definition gilt streng nur im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes sowie im nördlich der Corandonizone gelegenen Ast des Soresciagneises. Die südliche Zone zeigt ab P. Taneda-Südgrat einen allmählichen Übergang mit vielen Rückfällen in eine hellere Mischgneiszone (Soresciagneis von Lago di Dentro), welche zum Teil auch Hornblendegesteine und Granatglimmerschiefer eingelagert hat und nur schwierig von der Tremolaserie abzugrenzen ist.

Der typische Soresciagneis ist für die Geologie des gesamten südlichen Gotthardmassivs von Bedeutung, weil er in immer gleichbleibender Ausbildung vom Goms bis zum Lukmanier ansteht und mit zahlreichen verschiedenaltigen Gesteinszonen und -körpern in Kontakt steht. Er kann für viele Probleme als eine Art Point de repère dienen.

## 2. Verlauf der Soresciagneiszone

An der Gotthardstrasse ist die Grenze zwischen Soresciagneis und Pratoserie 30 m oberhalb der Haarnadelkurve bei Quote 1840 m (Koord. 686,85/155,45) aufgeschlossen; die nördliche Begrenzung (gegenüber dem Tremolagranit = Rotondogranit) ist 20 m oberhalb der Kurve bei Quote 1940 m (Koord. 686,75/155,65) gut zu sehen. Der Soresciagneis zieht über Alpe di Sorescia, mit der Hauptmasse nördlich P. Canariscio durch und setzt sich fort über Pos Meda und Südgrat des Giubine, berührt mit seiner Nordgrenze den Unteralppass und überquert die Canaria bei der Wasserfassung des Stollens.

Am Grat der Poncioni Negri spaltet sich der Soresciagneis in zwei Zonen auf. Die nördliche Zone zieht über Bassa del Lago Oscuro nach Lago dello Stabbio, wobei sich im Gebiete des Pizzo Taneda einige vermutlich tektonische Störungen bemerkbar machen. Der Soresciagneis bildet die Gipfel des Pizzo Corandoni, Schenadù (Pt. 2677,7) und des



Pizzo dell'Uomo (früher „Scai“ genannt) und wird an der Ostflanke des letzteren vom Medelsergranit diskordant abgeschnitten.

Die südliche Zone setzt sich über Laghetti di Taneda, mit Südrand beim Pone. Garrioni, am untern Südabhang des P. Corandoni fort, umfasst das Südufer des Lago di Dentro und verschwindet bei Piano dei Porci unter der Moräne.

Im Lucendrostollen steht der Soresciagneis ungefähr von Tm. 3400 bis 3610 ab NP, im Gotthardtunnel ungefähr von Tm. 3180 bis 3420 ab SP an. Die Südgrenze des Soresciagneises im Garegnastollen liegt bei Tm. 2390 ab Ritom (SP), die Nordgrenze ist im Unteralpstollen bei ca. Tm. 585 ab Froda (SP) aufgeschlossen.

Die grösste Mächtigkeit erreicht der Soresciagneis beim Unteralppass (ca. 700—800 m), eine minimale Mächtigkeit von 70—80 m zeigt er in der nördlichen Teilzone beim Lago dello Stabbio.

### 3. Kontakte

Die Grenze zwischen Tremola(Rotondo)granit und Soresciagneis an der Gotthardstrasse ist absolut scharf; es zeigen sich keinerlei Kontakterscheinungen.

Bedeutend unsicherer ist die Grenze zur Serie des Giubine. Im Bereiche südlich des Sellasees ist das einzige Kriterium für die Grenzziehung das Auftreten der Soresciagneisaugen, da auch in der Serie des Giubine dunkle Zweiglimmergneise oft vorherrschen. Im Raume der Alpe di Sorescia ist der Soresciagneis gegen den Kontakt hin extrem gefältelt, so dass die Schieferung in diesem Bereich fast quer zur Grenze zu stehen scheint.

Auf wenige Meter scharf wird der Kontakt vom Giubine an ostwärts, wo in der Serie des Giubine Gesteine auftauchen, welche dem Soresciagneis fremd sind. Es scheint, dass der ehemals vielleicht deutliche Kontakt im westlichen Gebiet durch eine intensivere Metamorphose verwischt wurde.

Der Kontakt zwischen Soresciagneis und Medelsergranit am Pizzo dell'Uomo scheint zum grossen Teil primär zu sein. Der Soresciagneis ist vielfach stark mit dem Granit verzahnt und wird durch denselben längs der Schieferung aufgeblättert. Südöstlich des Pizzo dell'Uomo ist der Kontakt teilweise messerscharf und schneidet die Schieferung des Soresciagneises diskordant, wobei der letztere selber intensiv verfältelt ist. Gelegentlich ist der Soresciagneis am Kontakt von hellen Adern durchzogen und führt auffällig grosse Augen. Wo eine leichte Durchdringung

des Nebengesteins stattgefunden hat, ist der Medelsergranit besonders massig.

Interessant ist, dass östlich des Pizzo dell'Uomo die Schieferung des Soresciagneises am Kontakt teilweise parallel zur Granitgrenze verläuft, während sie nur 100 m davon entfernt das gewöhnliche E-W Streichen aufweist. An dieser Stelle hat der Medelsergranit offensichtlich das Nebengestein mechanisch zur Seite gedrängt. Diese Bewegungen scheinen teilweise erst nach Erstarrung des Plutons erfolgt zu sein, vielleicht erst im Gefolge der alpinen Gebirgsbildung.

Die Grenze des Soresciagneises zur Pratoserie ist vor allem im Raume Scara Orello, wo vielfach die typischen Amphibolite der letzteren fehlen, unscharf. Sie kann im besten Fall auf etwa 5 m genau fixiert werden. Oft treten im Soresciagneis in Grenznähe vereinzelt biotitisierte Hornblendestengel auf.

Etwas schärfer (auf 1—2 m) kann die Grenzziehung vom Südgrat des Pos Meda gegen Osten erfolgen, wo die Tremolaserie direkt an den Soresciagneis grenzt. Zum Teil verläuft die Grenze in einer bewachsenen Erosionsrinne. Undeutlich wird die Grenze gegenüber der Tremolaserie östlich der Laghetti di Taneda bis zu ihrem Verschwinden bei Piano Murinascia, während der Kontakt zur Corandonizone immer auf mehrere Meter genau fixiert werden kann; schwierig wird die Grenzziehung erst am Pizzo dell'Uomo, wo beide Zonen gegen den Kontakt ihre sonst so charakteristischen Merkmale verlieren und ineinander überzufließen scheinen.

### C. Beschreibung des Gesteins

#### Vorkommen

Der Soresciagneis ist in der ganzen auf S. 492 beschriebenen Zone zwischen Gotthardstrasse und Pizzo dell'Uomo das einzige Gestein von Bedeutung. Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes müssen zwei Varietäten unterschieden werden. Der typische Soresciagneis, wie er an der Gotthardstrasse ansteht, setzt sich in der Zone nördlich des Corandonizugs fort, während er in der Zone südlich desselben langsam in eine hellere Varietät (Typus Lago di Dentro) übergeht.

#### Allgemeiner Charakter

Der typische Soresciagneis zeigt über weite Bereiche einen erstaunlich einheitlichen, monoschematischen Charakter. Typisch sind die 2—4 cm grossen Augen, welche in bald grösseren, bald kleineren Abstän-

den auftreten. Gelegentlich kommen konkordante und diskordante pegmatitische Gänge vor, sie bestehen teils auch nur aus Quarz.

Im südlichen Arm des Soresciagneises, im Raume von Lago di Dentro, führt das Gestein noch immer Augen, hingegen ist es öfters weniger gut geschiefert und enthält reichlich grobblättrigen Muskovit, während der Biotit stark zurücktritt. Es treten hier auch gelegentlich wenig mächtige Lagen von Granat-Querglimmerschiefern und seltener von grobporphyroblastischen Hornblendeschiefern auf. Ab und zu wurden auch Pegmatitgänge angetroffen. Der ganze Gesteinskomplex ist unruhiger als im westlichen Untersuchungsgebiet. Es fragt sich, ob man ihn nicht überhaupt vom typischen Soresciagneis abtrennen soll. Die ersten Ansätze zu einer etwas helleren, muskovitreicheren Soresciagneisvarietät lassen sich schon im nördlichen Garegnastollen erkennen. Auch auf dem Grat der Ponc. Negri (zwischen Tremolaserie und Corandonizone) fällt der reichliche, grobblättrige Muskovit sowie das häufige Vorkommen von Querbiotit auf. Auch führt das Gestein in diesem Gebiet keine Augen. Da jedoch immer wieder Horizonte mit typischem Soresciagneis dazwischengelagert sind — vor allem noch in der westlichen Hälfte der Teilzone (Raum der Laghetti di Taneda) — soll die Bezeichnung Soresciagneis (Typus Lago di Dentro) beibehalten werden.

### Im Handstück

Der typische Soresciagneis zeichnet sich durch eine feinlagige Textur aus: in Wechsellagerung stehen feinste Glimmerlagen mit 0,8—1,3 mm mächtigen Quarz-Feldspatlagen, welche im Längsbruch meist streng parallel zueinander verlaufen (Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem Streifengneis, der abgesehen von der helleren Farbe auch im Längsbruch Wellung zeigt). Im Querbruch ist öfters eine leichte Wellung der Glimmerlagen zu beobachten. Die eingelagerten, 2—4 cm grossen Augen sind konkordant zur Schieferung eingebettet und zerfliessen randlich in die Quarz-Feldspatlagen des Gesteins. Schon makroskopisch ist sichtbar, dass Alkalifeldspat Hauptgemengteil dieser Augen ist. Im Grundgewebe lassen sich erkennen: Biotit, Muskovit, Quarz und Feldspat. Die Glimmer sind ausgezeichnet geregelt.

In der Soresciagneisvarietät von Lago di Dentro treten die Glimmermineralien zurück, das Gestein erscheint heller. Die ausgesprochen lagige Textur ist weniger häufig anzutreffen: die Quarz-Feldspatlagen sind unregelmässig mächtig; sie entsprechen oft langgestreckten, schmalen Linsen und sind von Glimmerhäutchen durchsetzt. Untergeordnet kom-

men auch glimmerarme, massigere Gesteinstypen vor. In schiefrigen Gesteinen sind die Glimmer gut geregelt. Der Soresciagneis weist oft eine ockerbraune Anwitterungsfarbe auf.

Tabelle 20. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

*a) Typischer Soresciagneis*

| Hauptgemengteile       | Durchschnitt | Hauptvariationsbreite |
|------------------------|--------------|-----------------------|
| Quarz                  | 45           | (35—50)               |
| Plagioklas             | 20           | (10—40)               |
| Biotit                 | 15           | ( 5—25)               |
| Muskovit               | 15           | ( 5—25)               |
| Nicht immer vorhanden: |              |                       |
| Kalifeldspat           |              | ( 0—10)               |
| Granat                 |              | ( 0— 5)               |
| Karbonat               |              | ( 0— 5)               |
| Chlorit                |              | ( 0— 5)               |

*b) Auge im typischen Soresciagneis*

|                       |    |
|-----------------------|----|
| Quarz                 | 40 |
| Schachbrettalbit      | 45 |
| Mikroklin             | 10 |
| Biotit, Karbonat etc. | 5  |

*c) Soresciagneis Typus Lago di Dentro*

| Hauptgemengteile       |    |         |
|------------------------|----|---------|
| Quarz                  | 45 | (40—50) |
| Plagioklas             | 30 | (25—40) |
| Kalifeldspat           | 5  | ( 5—15) |
| Biotit                 | 10 | ( 5—15) |
| Muskovit               | 10 | ( 0—20) |
| Nur selten auftretend: |    |         |
| Karbonat               |    | ( 0— 2) |
| Chlorit                |    | ( 0— 2) |

### Mikroskopische Merkmale

**Quarz:** Kleine, rundliche Körner von Quarz ( $\varnothing$  bis 0,1 mm) bilden zusammen mit ebensolchen Plagioklasen ein feinkörniges Mosaik, welches in teils regelmässigen Lagen zwischen Glimmern und grobkristallinem Quarz eingebettet ist. Die groben Quarzkörner (0,2—0,5 mm lang) sind Neubildungen mit meist eckigen, seltener buchtigen Kristallformen. Öfters sind sie in Zeilen oder langgestreckten Linsen angeordnet und in Schieferungsrichtung gelängt; vielfach löschen sie felderweise und undulös aus.

In rundlichen, grösseren Linsen kommen gelegentlich ineinander verzahnte Kristalle vor. Zuweilen haben die Neubildungen auch kleinere Korngrössen und sind statistisch im Quarz-Feldspatmosaik verteilt.

*Plagioklas*: Meistens treten stark zersetzte Plagioklasindividuen von unterschiedlicher Grösse (0,05—0,7 mm) und xenoblastischen Formen in unsauberem Quarz-Feldspatgewebe auf. Sie sind zuweilen verzwillingt und zeigen Ansätze zu Schachbrettalbitmuster. In vielen Gesteinen herrschen im feinen Grundgewebe rundliche, saubere oder nur leicht zersetzte Plagioklaskörner ( $\varnothing$  0,05—0,3 mm) vor, welche stark zonar auslöschten und diffus mit ebenso grossen Quarzkörnern verwachsen sind. Andere Varietäten führen grössere, xenoblastische und saubere Kristalle (0,3—0,8 mm) mit Spaltrissen, welche offenbar rekristallisiert sind; daneben kommen kleinere stark zersetzte und zonare Plagioklase in langgestreckten Quarz-Feldspatlinsen vor. Im Soresciagneis von Lago di Dentro treten grosse, xenoblastische, relativ frische Plagioklaskristalle ( $\varnothing$  bis 4 mm) auf, welche stark polysynthetisch verzwillingt sind und oft verbogene Zwillingslamellen zeigen; dazwischen liegt ein Mörtelmasse von Quarz und stark zersetzten 0,05—0,2 mm grossen Plagioklasindividuen. Zuweilen werden auch typische Schachbrettalbite ( $\varnothing$  bis 3 mm) angetroffen. Die 2—4 cm grossen Augen des Soresciagneises bestehen zum grossen Teil aus stark zersetztem Schachbrettalbit (2—10 mm gross).

Der Zusammensetzung nach herrscht bei den grösseren Individuen Albitoligoklas vor; sehr häufig tritt auch Albit auf, während Andesin nur selten beobachtet wurde. Hingegen scheinen die stark zonaren, rundlichen Kristalle des Quarz-Feldspatgewebes zu grossen Teilen aus Andesin zu bestehen.

*Kalifeldspat*: Es sind meistens vollkommen xenoblastische, oft fast amöbenartige Individuen (0,3—4,0 mm) mit diffuser Mikroklingitterung, welche sich im allgemeinen der Schieferung anschmiegen und recht frisch aussehen. Der Mikroklin hat des öfteren gemeinsame Grenzen mit Albit oder Schachbrettalbit. Es scheint, wie wenn eine Kristallart auf Kosten der anderen entstanden wäre. Der Albit ist meist besser idiomorph und etwas zersetzt. Zuweilen ist er auch zerbrochen. Der Kalifeldspat erscheint frisch und zeigt diffuse Kristallformen, welche zum Teil in den Albit einzudringen scheinen. Frischer Mikroklin tritt gelegentlich auch randlich um zersetzten Albit herum auf. Ähnliche Erscheinungen wurden auch in den 2—4 cm grossen Augen des Soresciagneises beobachtet, wo der frische Mikroklin am Rand und im zersetzten Schachbrettalbit vorkommt. Diese wenigen Anzeichen deuten vielleicht darauf hin, dass der Kalifeldspat jünger ist als der Albit und zum Teil auf Kosten des letzteren entstanden ist. Ein weiteres Indiz für eine derartige Entstehung ist das Fehlen von Myrmekit. Diese Beobachtungen stehen im Gegensatz zu denjenigen HAFNERS (1958, p. 294) im südwestlichen Gotthardmassiv.

*Biotit*: Häufig ist der Biotit in unzähligen kleinen Schuppen (0,1—0,3 mm lang) zu Schlieren angeordnet, welche das Gestein parallel zur Schieferungsebene durchsetzen. Innerhalb derselben sind die Schüppchen im allgemeinen gut geregelt. Öfters kommen auch unregelmässige Schuppen von 0,3—0,5 mm Länge vor. In einigen Gesteinsvarietäten sind die Biotite (0,3—0,6 mm lang) streng geregelt in Schlieren beidseits der Quarzzeilen angesammelt. Grössere Schuppen von 2—8 mm Durchmesser treten oft selbständig auf. Sie sind im allgemeinen parallel zur Schieferung angeordnet, häufig aber auch von Querbiotiten begleitet. Chloritisierung kann nur selten festgestellt werden. Fast alle Schuppen sind eng mit Muskovit verwachsen. Die wichtigsten Absorptionsfarben sind folgende:

|                              |                                      |
|------------------------------|--------------------------------------|
| $n_\alpha$ hellbraun         | $n_\gamma$ dunkel schokoladebraun    |
| $n_\alpha$ bräunlichgelb     | $n_\gamma$ rötlichbraun bis rotbraun |
| selten: $n_\alpha$ gelbbraun | $n_\gamma$ grünschwarzbraun          |

*Muskovit*: In den meisten Schliffen können zweierlei Muskovite unterschieden werden: 1. grössere Schuppen von 0,5—1,0 mm Länge, welche gut eingeregelt in Schlieren parallel zur Schieferung gewachsen sind; 2. kleine, ungeregelte serizitische Schuppen (0,02—0,1 mm Länge) als Zersetzungsprodukte der Feldspäte, welche im Quarz-Feldspatmus zwischen den Glimmerlagen sitzen. Die grösseren, geregelten Schuppen bilden oft einen dichten Filz, in welchem vereinzelt Biotite eingelagert sind. Im allgemeinen sind die Biotite streng parallel mit den Muskoviten verwachsen.

*Granat*: Die Kristalle sind meist recht gut idioblastisch, kaum über 2 mm gross und enthalten relativ wenig Einschlüsse. Falls dennoch solche vorhanden sind, verlaufen sie parallel zur Schieferung des Grundgewebes. Die Granate sind öfters zerbrochen, zeigen aber sonst keine Bewegungsspuren. *Karbonat*: Xenoblastische Körner (0,2—0,5 mm) treten mit Vorliebe im rekristallisierten Quarzmosaik auf. In spärlichen Spaltrissen wurden Körner bis 1 mm Länge angetroffen. Es handelt sich im allgemeinen um *Kalzit*. *Chlorit*: Der spärlich auftretende Chlorit ist immer Zersetzungsprodukt des Biotits. In einigen Gesteinen sind fast ausschliesslich die Querbiotite chloritisiert, während die parallel zur Schieferung orientierten Biotite frisch sind.

*Akzessorien*: Apatit, Zirkon, Zoisit-Epidot, Turmalin; Pyrit und andere Erze.

### Mineralfazies

Der Mineralbestand des Soresciagneises ist typomorph für die Mesozone. Die Zuordnung zu einer Mineralfazies ist nicht so einfach, da typische Leitminerale fehlen. Die Mineralassoziation des Soresciagneises scheint am ehesten der *Epidotamphibolitfazies* (RAMBERG 1952) zu entsprechen, da der auftretende Plagioklas ja meist sehr sauer ist.

### Herkunft

Es sind zwei Analysen von sicherem Soresciagneis bekannt (WAINDZIOK 1906, p. 53 und L. HEZNER in KRIGE 1918, p. 35). Beide Analysen stehen am Rande des Eruptivfeldes. Der Soresciagneis von Val Tremola (WAINDZIOK, l. c.) weist einen deutlichen Tonerdeüberschuss auf und lässt sich ohne weiteres als ursprüngliches, toniges Sediment deuten. Der Soresciagneis von Poncioni Negri (KRIGE, l. c.) ist nicht rein sedimentogener Herkunft, sondern muss als Mischgestein aufgefasst werden.



## D. Stratigraphie des Soresciagneises

### 1. Gliederung des Soresciagneises

Eine stratigraphische Unterteilung dieser monoschematischen Gesteinszone ist im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes nicht durchführbar. Wohl treten lokal etwas verschiedenartige Gneistypen auf, welche bald etwas feinkörniger sind, bald etwas Granat oder biotitisierte Hornblende führen oder wechselnden Glimmergehalt aufweisen; eine systematische Verbreitung lässt sich aber nicht erkennen.

Eine natürliche Gliederung ergibt sich im Osten des Untersuchungsgebietes, wo die teils über hundert Meter mächtige Corandonizone zwischen dem nördlichen und südlichen Ast des Soresciagneises eingelagert ist. Während die nördliche Zone bis fast zum Kontakt mit dem Granitstock des Pizzo dell'Uomo (auf älteren Karten „Scai“ genannt) den gleichen Gesteinscharakter wie der westliche Soresciagneis aufweist, treten im südlichen Soresciagneis — gegen Osten hin zunehmend — neben typischem Soresciagneis biotitärere Gneise auf, welche viel Alkalifeldspat führen. Zwischen P. Taneda-Südgrat und Lago di Dentro sind in der südlichen Hälfte des südlichen Soresciagneisuges immer wieder — teilweise sogar vorherrschend — Horizonte von Hornblendschiefern, Granatglimmerschiefern und Quarziten anzutreffen, so dass die Abgrenzung von der nördlichen Tremolaserie oft Schwierigkeiten bereitet. Auch können des öfters konkordante Pegmatitgänge beobachtet werden. Auf eine detaillierte Kartierung dieser Einlagerungen wurde verzichtet.

### 2. Alter des Soresciagneises

Es bestehen folgende direkte Altersbeziehungen: Sowohl der Medelsergranitstock des Pizzo dell'Uomo als auch der Rotondogranit durchstossen den Soresciagneis und sind deshalb jünger als der letztere. Nach GRÜNENFELDER (1962) ist das Zirkonalter des älteren von beiden (Medelsergranit) 290—340 Mio. Jahre (also Karbon). Ferner hat GRÜNENFELDER das Alter einer Bleiglanzvererzung im Soresciagneis (Gotthardtunnel, Tm. 3340 ab SP) zu 260 Mio. J. (Perm) bestimmt.

Im Untersuchungsgebiet bestehen keine direkten Kontakte zwischen Soresciagneis und Streifengneis, da überall die Zone des Giubine dazwischengelagert ist. H. M. HUBER (1943, p. 204, insbes. Fig. 41 d) nimmt an, dass das sedimentäre Ausgangsmaterial der Mischgneise des südöstlichen

Gotthardmassivs (inbegriffen der Soresciagneis, dessen Analysen Nr. 94 und 117 in der Argumentation verwendet werden) durch Stoffzufuhr aus dem Streifengneismagma verändert worden seien. Der Soresciagneis wäre demnach älter als der Streifengneis, welcher nach GRÜNENFELDER (1962) ein Zirkonalter von mindestens 560 Mio. J. aufweist (vgl. auch S. 454). HAFNER (1958, p. 273) lehnt auf Grund seiner Feldbeobachtungen eine Stoffzufuhr seitens der Streifengneise ab.

Sicher ist, dass der eigentliche Soresciagneis älter ist als die Tremolaserie, da er im Gegensatz zu dieser keine reliktschen sedimentären Strukturen erkennen lässt. Der Soresciagneis scheint unter dem Einfluss mehrfacher Metamorphosen vollkommen homogenisiert zu sein. Obwohl direkte Beweise fehlen, muss doch angenommen werden, dass der Soresciagneis vorstreifengneisisch ist und zu den ältesten Paragesteinsserien des Gotthardmassivs, wie Gurschen- und Guspisgneise, zu rechnen ist (vgl. E. NIGGLI in CADISCH 1953, p. 102). Diese gehören nach R. STAUB (1948, p. 433) zum basalen tiefsten alpinen Grundgebirge und würden altersmässig dem Basalkomplex des baltischen Schildes entsprechen.

## **E. Metamorphose des Soresciagneises**

### **1. Gefüge**

#### **Kristallgenerationen**

In jedem Dünnschliff lassen sich mindestens zwei Kristallgenerationen nachweisen: a) ein feinkörniges, zersetztes und unsauberes Quarz-Feldspattrümmern, erfüllt von unregelmässigen kleinen Serizitschuppen, welches zum Teil in regelmässigen Lagen parallel zur Schieferung angesammelt ist; b) grosse frische, parallel zur Schieferung gelängte Quarzkristalle und ausgezeichnet geregelte, oft grobschuppige Glimmerminerale sowie gestreckte Feldspatneubildungen.

Nur teilweise werden angetroffen: kleinere Porphyroblasten von Granat sowie Querbiotite, welche in einigen Fällen parallel zur Schieferung gelängte Quarzeinschlüsse führen. Selten kann Chlorit als Zersetzungsprodukt des Biotits (vor allem der Querglimmer) beobachtet werden.

Innerhalb des Soresciagneises lassen sich insgesamt fünf Mineralgenerationen unterscheiden, welche nachstehend in der Reihenfolge ihrer Entstehung aufgezählt sind:

Tabelle 21. *Kristallgenerationen im Soresciagneis*Gene-  
ration

1. Feinkörniges, reliktsches Quarz-Feldspattrümmern (häufig serizitisiert).
2. Relativ grosse, rekristallisierte, parallel zur Schieferung geregelte Glimmer (Biotit, Muskovit), frische gelängte Quarze sowie neugebildete Feldspäte.
3. Kleine Granatporphyroblasten.
4. Querbiotite, gelegentlich mit gelängten Quarzeinschlüssen.
5. Sekundärer Chlorit als Zersetzungsprodukt.

Diese Kristallgenerationen sind im einzelnen unterschiedlich stark vertreten; allgemein kann jedoch festgestellt werden, dass im Soresciagneis die 1. und 2. Generation vorherrschen, wobei erstere häufig mehr als 50% des Gefüges einnimmt. Porphyroblasten der 3. Generation treten stark zurück, während Querglimmer (4. Generation) noch öfters angetroffen werden. Sekundärer Chlorit der 5. Generation tritt nur selten auf. Ein Vergleich ergibt, dass im Soresciagneis der reliktsche Anteil des Gefüges im Gegensatz zur Tremolaserie eine bedeutende Rolle spielt, während dafür die Porphyroblastenbildung und Zersetzungserscheinungen kaum ins Gewicht fallen.

Anders sind die Verhältnisse in der südlichen Hälfte der Soresciagneiszone von Lago di Dentro (vgl. S. 493), wo ähnliche Metamorphosebedingungen wie in der Tremolaserie selbst herrschten und die 2. und 3. Kristallgeneration massgebend am Gefüge beteiligt sind.

### Bewegungsphasen

Auch im typischen Soresciagneis können gleichartige Bewegungsphasen wie in der Tremolaserie nachgewiesen werden: eine starke Kataklase I, welche das alte Quarz-Feldspatgefüge der 1. Generation zu feinem Brei zertrümmerte und anschliessend in eine gleichgerichtete Stressphase II überging. Diese war während der Rekristallisation der Mineralien der 2. Generation wirksam und führte zur Regelung der Glimmer und Längung der neugebildeten Quarze und Feldspäte. Eine Bewegungsphase III verursachte schliesslich eine leichte Fältelung des Gesteins.

### Makroskopische Gefügemerkmale

Im Soresciagneis sind folgende Gefügemerkmale zu erkennen:

1. eine *N-S gerichtete* Lineation durch Parallelanordnung und Streckung der Glimmer (2. Generation) und linsenförmigen Quarz-Feldspataggregate (1. und 2. Generation);

2. eine dazu parallele, *N-S gerichtete* Kleinfältelung, welche nur in feinkörnigen Gesteinsvarietäten gut ausgebildet ist.

Diese beiden Gefügemerkmale sind identisch mit denjenigen der Tremolaserie (vgl. S. 461) und — wie die Strukturkarte zeigt — auch gleich gerichtet und demnach mehr oder weniger gleichaltrig. Sie müssen der alpinen Metamorphose zugeschrieben werden. Die E-W gerichtete Wellung scheint im Soresciagneis zu fehlen.

### Entstehung des Gefüges

Die Kristallgenerationen und Bewegungsphasen, welche sich im Soresciagneis erkennen lassen, sind gleichbedeutend (inkl. Numerierung) mit den Kristallisations- und Bewegungsabläufen in den Tremolagesteinen, wobei den verschiedenen Phasen natürlich unterschiedliches Gewicht zukommt.

Die N-S Lineation wurde gleichzeitig mit der Schieferung unter Einfluss der S-N gerichteten Stressphase II erzeugt, wobei eine beschränkte laminare Gleitung stattfand (N-S Lineation = a-Lineation, Richtung des tektonischen Transportes). Infolge der nur schwachen Durchbewegung des Gesteins konnte sich ein Grossteil des voralpinen Gefüges erhalten. In der anschliessenden tektonischen Ruhepause erfolgte die Bildung der spärlichen Porphyroblasten.

Die *N-S verlaufende Kleinfältelung* ist analog zur Tremolaserie (vgl. S. 462) durch eine schwache E-W gerichtete Bewegung (III) verursacht worden (N-S Kleinfältelung = b-Lineation, senkrecht zur Bewegungsrichtung); noch unter der Nachwirkung dieses Stressses kristallisierten die Querverbitte. Der Bewegungsphase III muss auch die schwache kataklastische Beanspruchung der Porphyroblasten sowie der neugebildeten, gelängten Quarze zugeschrieben werden.

### 2. Mineralfazies

Die neugebildeten oder rekristallisierten Kristallphasen des Soresciagneises lassen auf epi- bis mesozonale alpine Metamorphosebedingungen schliessen; die alpin gebildete Mineralassoziatiön scheint der Epidot-amphibolitfazies (RAMBERG 1952) anzugehören. Das reliktsche Quarz-Feldspatgewebe, das häufig Andesin führt, ist vermutlich unter Verhältnissen entstanden, welche der Amphibolitfazies entsprechen.

### 3. Geschichte der Metamorphose

Der Soresciagneis ist im Verlaufe der Zeit mehrmals umgewandelt worden. Es hat vermutlich auch eine Stoffzufuhr stattgefunden (Bildung der Augen!), welche aber mit keiner der bekannten Intrusionsperioden im Gotthardmassiv direkt in Zusammenhang gebracht werden kann (vgl. S. 500). Aus dem heutigen Gefüge lassen sich nur noch zwei Metamorphosen rekonstruieren, wobei die ältere dem herzynischen Zyklus angehört und offenbar höher temperiert war als die alpine.

Die alpine Gebirgsbildung wirkte nicht nur destruktiv auf den Soresciagneis, sondern führte zu einer oft weitgehenden Rekristallisation und Neubildung von Gemengteilen. Sie hatte indessen eine retrograde Metamorphose des Soresciagneises (in Epidotamphibolitfazies) zur Folge. Die ältere Metamorphose, welche unter Bedingungen der Amphibolitfazies stattgefunden hatte, wurde aber nicht völlig ausgelöscht.

Folgende Faktoren waren hauptsächlich an der retrograden alpinen Metamorphose beteiligt:

1. eine mächtige Überlagerung durch Decken;
2. eine S–N gerichtete Dislokationsbewegung.

Eingeleitet wurde die alpine Metamorphose durch eine destruktive Phase, welche das voralpine Gefüge zum Teil zertrümmerte. Die S–N gerichtete, grosse alpine Dislokationsbewegung führte bei zunehmender Temperatur und hydrostatischem Druck zu einer beschränkten lamina- ren Gleitung, während welcher Glimmer, Quarze und Plagioklase bevorzugt in N–S Richtung wuchsen und die Schieferung geprägt wurde. Die Bildung der spärlichen Porphyroblasten erfolgte nach Abschluss dieser Bewegung. Nach dem Aufstau und der Steilstellung des Gotthardmassivs am Aarmassiv fand eine Biegung des ersteren (vgl. S. 463) statt, welche eine E–W Einengung zur Folge hatte und im Gestein durch eine senkrecht dazu (N–S) verlaufende Kleinfältelung aufgefangen wurde. Die Querbiotitbildung erfolgte in der Zeit dieses E–W gerichteten Stressses, der auch die bereits kristallisierten Quarz-, Feldspat- und Granatkristalle kataklastisch beanspruchte. Beim Rückgang der Temperatur wurde schliesslich ein kleiner Teil des Biotites chloritisiert.

Nicht so einfach ist die Deutung der scharfen Metamorphosengrenze zwischen Soresciagneis und Tremolaserie. Wohl hat die Schieferung und die vorzügliche N–S gerichtete Lineation auf beiden Seiten des Kontaktes, im Soresciagneis und in den Tremolagesteinen, dieselbe Richtung und muss dem gleichen tektonischen Ereignis (S–N Bewegung) zuge-

schrieben werden, doch spricht der *unterschiedliche alpine Metamorphosegrad* gegen einen gemeinsamen Kontakt zur Zeit der Metamorphose. Im Soresciagneis herrscht ja bekanntlich reliktsches Quarz-Feldspattrümmermus vor und die alpinen Feldspatneubildungen sind typomorph für die niedrig temperierte Epidotamphibolitfazies, während in der nördlichen Tremolaserie, vor allem im Grenzbereich zum Soresciagneis, die konstruktive Metamorphose mit Porphyroblastenbildung weitaus überwiegt und die Mineralassoziaton der höher temperierten Epidotamphibolit- und teilweise sogar der Amphibolitfazies entspricht.

Da aus tektonischen Gründen nur eine Überlagerung des Soresciagneises durch die Tremolaserie, aber nicht der umgekehrte Fall denkbar ist, muss angenommen werden, dass die Grenzfläche zwischen den beiden Gesteinsserien eine tektonische Schubfläche darstellt. Dabei wurde die in den liegenden Schichten bereits höher metamorphe Tremolaserie in der Schlussphase des S–N Schubes von ihrer ursprünglichen Unterlage abgesichert und auf schwächer metamorphe, nördlicher gelegene Partien des Soresciagneises aufgeschoben (vgl. S. 462).

#### **F. Entstehungsgeschichte des Soresciagneises (Zusammenfassung)**

Der Soresciagneis leitet sich — wie der Gurschen- oder Guspisgneis — von tonigen Sedimenten her, welche in vermutlich archaischer Zeit abgelagert wurden. Während voralpiner Gebirgsbildungen wurde das Gestein injiziert, umgewandelt und homogenisiert, zuletzt unter Bedingungen der Amphibolitfazies.

Die alpine Metamorphose führte vorerst zu einer Zertrümmerung des alten Gefüges. Unter einer mächtigen Deckenüberlagerung fand bei anhaltendem Nordschub eine Verschieferung, teilweise eine Rekristallisation und Mineralneubildung statt. Dabei entstand die N–S verlaufende Lineation (= a-Lineation, in Richtung des tektonischen Transportes). Nach Abklingen des Nordschubes kristallisierten die spärlichen Porphyroblasten. Die alpin gebildeten Mineralien (oft 50% und mehr des gesamten Mineralbestandes) sind typomorph für die Epidotamphibolitfazies; die alpine Orogenese führte beim Soresciagneis demnach zu einer retrograden Metamorphose. Die Aufstauung des Gotthardmassivs am Aarmassiv führte zu einer Steilstellung der Schichten. In der Folge trat eine Biegung des Gotthardmassivs ein, welche eine E–W Einengung der südlichen Gesteinszonen bewirkte und die parallel zur N–S Lineation gerichtete Kleinfältelung verursachte (= b-Lineation, senkrecht zur Transportrichtung).



tung). Noch unter Einwirkung dieses E–W Stresses entstanden die Querbiotite. Bei absinkender Metamorphosetemperatur wurden schliesslich die spärlichen sekundären Chlorite gebildet. Die Fächerstellung des Gotthardmassivs und das Umkippen des Soresciagneiskomplexes in die heutige Lage muss nachalpinen Bewegungen und Versackungen zugeschrieben werden.

#### IV. Kapitel

### Die Giubineserie<sup>21)</sup>

#### A. Einleitung

Die Giubineserie ist nach dem Berg Giubine<sup>22)</sup>, Pt. 2776.4, 350 m südöstlich des Sellapasses, benannt. Sie wurde im östlichsten Teilstück schon 1873 von v. FRITSCH auf der „Geognostische(n) Karte des St. Gotthard“, später auch auf der „Geologische(n) Karte des Lukmanier und Scopi“ von W. VAN HOLST PELLEKAAN (1913) ausgeschieden; der letztere hat sie als Tremolaschiefer bezeichnet.

Auf der mehr nach petrographischen Gesichtspunkten konzipierten „Geologische(n) Karte des Val Piora“ von KRIGE (1918) sind nur die spärlichen grösseren Hornblendeeinlagerungen eingetragen, während das vorherrschende Gestein der Serie, die Granat(quer)glimmerschiefer mit der gleichen Signatur wie der südlich anschliessende Soresciagneis bezeichnet sind.

ZWEIFEL (1954, p. 7 sowie Tafel II und III) hat in seiner Diplomarbeit (Kartenskizze von P. Corandoni–Val Cadlimo, 1 : 10 000) eine Grenzzone mit Granatplagioklasgneisen und Granatglimmerschiefern zwischen Soresciagneis und Streifengneis kartiert und vom Glimmer-Plagioklasgneis (= Soresciagneis) abgetrennt. In seiner Beschreibung dieser Grenzzone (welche mit der Giubineserie identisch ist) hält er folgendes fest:

---

<sup>21)</sup> Der Name wurde vom Verfasser zum ersten Mal im Neuen Geologischen Führer der Schweiz (im Druck) verwendet.

<sup>22)</sup> Die Hirten von Alpe Pontino nennen den Giubine in ihrem Dialekt „Dschübing“.

1. Zwischen den Glimmer-Plagioklas-Granatgneisen und den Granatglimmerschiefern ist nirgends eine scharfe Grenze zu beobachten.
2. Die *Gneise* dieser Zone sind vor allem gegen den Streifengneis im Norden und gegen den Glimmer-Plagioklasgneis (= Soresciagneis) im Süden entwickelt, während in der Mitte die *Schiefer* überwiegen.
3. Die Schiefer sind immer viel feinkörniger ausgebildet als die Gneise.
4. Die Glimmer-Plagioklasgneise sind an verschiedenen Stellen als Ophtalmite entwickelt. Es sind dabei alle Übergänge von sehr kleinen bis eiergrossen Feldspat-Augen zu beobachten.
5. Diese Augen sind wahrscheinlich der Alkalizufuhr seitens des engadinitischen Streifengneismagmas zuzuschreiben.

## B. Die Giubineserie als geologisch-stratigraphische Einheit

### 1. Definition

Die sog. Giubineserie wird in der vorliegenden Arbeit als selbständige Zone aufgefasst und vom Soresciagneis abgetrennt. Sie unterscheidet sich in Gesteinsinhalt und Herkunft, in der Metamorphosegeschichte und zum Teil im Alter von den südlich anschliessenden Zonen. In bisherigen Übersichtsskizzen des Gotthardmassivs wurde sie mit dem Soresciagneis und den südlich anschliessenden Zonen unter „Tremolaserie im weiteren Sinne“ zusammengefasst. Sie ist wie folgt definiert:

*Die Giubineserie ist die Gesteinszone, welche am Südrand des Streifengneises oder des Tremola(Rotondo)granits auftritt und im Süden vom Soresciagneis oder Medelsergranit begrenzt wird.*

### 2. Verlauf der Giubineserie

Die Giubineserie ist an der Gotthardstrasse nicht mehr aufgeschlossen. Sie keilt auf Höhe 1950 m knapp oberhalb der Kurve der Gotthardstrasse (Quote 1930 m) aus. Sie nimmt den nordwestlichen Teil der Alpe di Sorescia ein und ist bei Bolla und im Bachbett des Sellaseeabflusses sowie am Fusse der Sellastaumauer auf gletscherpolierten Flächen ausgezeichnet aufgeschlossen. Die Giubineserie setzt sich über die kleinen Seen bei Pt. 2373 und Militärbaracken bei Pt. 2522 Richtung Sellapass-Giubine fort. Die nördlichsten Aufschlüsse befinden sich bei Verborgeng Plangge im hintersten Unterlaptal.

Westlich des Unterlappasses wird die Giubineserie sehr schmal. Sie zieht im steilen Abhang südlich am P. Barbarera vorbei, überquert die Canaria etwas unterhalb Pt. 2049, die Ponc. Negri unterhalb Pt. 2688

und berührt das Nordende des Lago Oscuro. Bei Motti dell'Isra keilt sie vermutlich infolge einer tektonischen Störung aus.

Der nächste Aufschluss ist einige hundert Meter südlicher auf dem P. Taneda anzutreffen. Von hier aus wird die Serie wieder etwas mächtiger. Sie pflanzt sich über das Nordufer des Lago dello Stabbio Richtung Pt. 2432 fort und zieht, über die kleinen Seen nördlich Pt. 2525, zwischen den beiden Gipfeln des Schenadüi durch. Nördlich des Passo dell'Uomo überschreitet sie die Val Termine und taucht beim kleinen See bei Pt. 2300 wieder aus der Moräne auf. Der Grat zwischen Pt. 2587 und Pt. 2682 (Pizzo dell'Uomo) wird grösstenteils von den Gesteinen der Giubineserie eingenommen. Die letzten Aufschlüsse gegen Osten befinden sich in der Mulde nordöstlich des Pizzo dell'Uomo.

Im Lucendrostollen ist die Giubineserie zwischen Tm. 2830 und 3400 ab NP aufgeschlossen, im Gotthardtunnel von Tm. 3420—3990 ab SP. Im Unteralpstollen scheint sie zu fehlen.

### 3. Kontakte

Der Kontakt zwischen Tremola(Rotondo)granit und Giubineserie ist stellenweise absolut scharf; auf Quote 2040 sind die Gesteine der Giubineserie durch den Granit aufgeblättert und mechanisch zur Seite gedrängt worden. Die Grenze verläuft im weiteren öfters treppenförmig. An gewissen Stellen, wo sich Adern von Tremolagranit ins Nebengestein fortsetzen und dasselbe zum Teil 5—20 m weit durchdringen, ist er unzweifelhaft primär.

Gegenüber dem Streifengneis ist die Grenze durchwegs konkordant. Sie ist aber in kleinen und grösseren Abständen treppenförmig gegeneinander versetzt, mit Stufen von 15—100 m Höhe (vgl. hiezu S. 515). Der Kontakt ist immer zentimeterscharf. Im westlichen Teil konnten nirgends Injektionserscheinungen seitens des Streifengneises beobachtet werden. Gegen den Sellapass lassen sich in Grenznähe gelegentlich in die Schieferung eingeordnete helle Adern erkennen. Längs dieser Grenze treten des öfteren grössere Lamprophyrgänge auf, welche sich zum Teil durch eine N-S streichende Schieferung auszeichnen.

Der Kontakt zwischen Giubineserie und Medelsergranit am P. dell'Uomo ist eindeutig primär. Der Granit ist fast überall bis zu 1 dm Tiefe ins Nebengestein eingedrungen. Die Grenze verläuft unregelmässig und diskordant zur Schieferung der Giubinegesteine.

Recht unsicher ist die Grenze zum Soresciagneis, da in der Giubineserie vielfach noch soresciagneisähnliche Gesteinstypen vorkommen. Für eine nähere Beschreibung dieses Kontaktes siehe S. 493.

### C. Beschreibung der Gesteinstypen

Der Gesteinsinhalt der Giubineserie ist im grossen gesehen recht eintönig: Glimmerschiefer und -gneise, welche zum Teil kleine Granate führen, herrschen bei weitem vor, Einlagerungen von anderen Gesteinstypen sind selten. In der nachfolgenden Beschreibung werden daher die Merkmale der wichtigsten Gesteinsarten zusammen behandelt.

#### Vorkommen

Glimmerschiefer und -gneise mit Biotit und Muskovit oder Serizit sind in verschiedener Ausbildung vor allem im westlichen Teil der Giubineserie verbreitet. Vom mittleren Teil an werden Querglimmerschiefer immer bedeutender. Im Osten des Untersuchungsgebietes herrschen vor allem Granatglimmerschiefer, weitgehend als Querglimmerschiefer ausgebildet, vor. Auch Granatglimmergneise sind öfters anzutreffen. Hornblendeschiefer und Granathornblendeschiefer (zum Teil mit Hornblendegarben) sind im allgemeinen auf spärliche Vorkommen im östlichen Teil der Serie beschränkt. Beidseits des Giubinegipfels treten schmale Horizonte mit schwarzen, graphitführenden Glimmerschiefern auf.

#### Allgemeiner Charakter

In der Giubineserie lassen sich grob drei Zonen abgrenzen, welche sich weniger durch den Gesteinsinhalt als vielmehr durch die Art der Vermengung der verschiedenen Gesteinstypen unterscheiden: in einer ersten Zone herrscht eine Art „Schmitzenschiefer oder -gneis“ vor, für die zweite ist die stromatitische Anordnung der verschiedenen Gesteinstypen charakteristisch und in der dritten Zone überwiegt ein  $\pm$  monoschematischer Granat(quer)glimmerschiefer (evtl. -gneis) mit untergeordneten, linsenartigen Einlagerungen von andersartigen Gesteinstypen.

Der *Schmitzengneis* ist meist ein Glimmergneis (seltener Glimmerschiefer), welcher langgezogene, flache Schmitzen (oft mehrere Dezimeter bis Meter lang) eines dunklen, biotitreichen Gesteins oder gelegentlich Knauer von gelbgrüner bis rötlicher Färbung führt.

In der *stromatitischen Zone* stehen vielfach quarzreiche, helle (gelegentlich vollgespickt mit kleinen Granaten) und dunkle Gesteine in enger Wechsellagerung; konkordante 10 cm bis 1 m mächtige Quarzgänge sowie zuckerkörnige Pegmatite sind öfters anzutreffen.

Der *monoschematische Granat(quer)glimmerschiefer* führt gelegentlich Lagen von schönen Hornblendegarbenschiefern, welche aber nur zwei bis drei Meter oder noch weniger mächtig sind und rasch wieder auskeilen. Öfters treten in Horizonten auch nur vereinzelte biotitisierte Hornblendegarben auf. Hie und da sind linsenartige Einlagerungen von feinkörnigen Biotitserizitschiefern zu beobachten.

### Im Handstück

Makroskopisch lassen sich fünf wichtige Gesteinsgruppen unterscheiden:

Der *Schmitzengneis* (zum Teil auch -schiefer) ist ein graues Gestein, welches Biotit, Serizit oder Muskovit sowie Quarz und Feldspat führt. Es erscheint bald homogen, bald fleckig, je nachdem seine Gemengteile gleichmässig verteilt oder zu Schuppennestern (Biotite) und kleinen Äuglein (aus Quarz und Feldspat) angehäuft sind. Fleckige Varietäten sind oft ausgesprochen linear gestreckt, während bei homogenen die Planartextur vorherrscht. In diesem Gestein sind flache Schmitzen von dunklem, biotitreichem Schiefer eingelagert, welche stark in Richtung der Glimmerlineation gestreckt erscheinen. Die Schmitzen sind dezimeter- bis meterlang, meist nur einige Zentimeter mächtig und  $\frac{1}{2}$ —2 dm breit. Länge : Breite : Mächtigkeit verhalten sich, grobgeschätzt, wie 25 : 5 : 1. Die Glimmerlineation in den Schmitzen läuft parallel zur Lineation des Nebengesteins, hingegen ist die Schieferung der Schmitze nicht immer konkordant mit derjenigen des Nebengesteins. Es wurden Diskordanzen bis zu 30° und 40° gemessen. Gelegentlich sind knauerartige Einschlüsse ( $\varnothing$  3—10 cm) zu beobachten, welche feinkörnigen Epidot und Granat führen.

Die *Querbiotitgneise* (evtl. -schiefer) sind weiss bis grau und wittern mit braungelber Farbe an. Von Auge lassen sich erkennen: Querbiotite, Serizit (zum Teil Muskovit), Quarz-Feldspat, gelegentlich kleine Granate und völlig biotitisierte Hornblendestengel. Die Querbiotite ( $\varnothing$  1—5 mm) sind oft zu 1—3 mm dicken Paketen angehäuft und sitzen zum Teil völlig regellos im Gestein, zum Teil sind sie mehr oder weniger in einem Gürtel parallel zur N-S Lineation angeordnet. Öfters ist das Grundgewebe zwischen den einzelnen Biotitpaketen herausgewittert, so dass eine rauhe Felsoberfläche resultiert. Häufig trifft man auch eine „perlenschnurartige“ Anordnung der Biotite: die Biotitschuppen sind in Linien, welche sich vor allem im Hauptbruch zeigen und meist etwas schräg zur Lineation verlaufen, hintereinandergereiht. Es handelt sich um ein System

von Spaltrissen im Gestein, welches von Biotit erfüllt wurde (vgl. auch AMBÜHL 1929, p. 317).

Die *Granatglimmerschiefer* (evtl. -gneise) fallen durch ihre hellgraue Farbe und ockerbraune Anwitterung auf. Im Hauptbruch lassen sich Serizit (Muskovit) und Biotit erkennen, während Granat, Quarz und Feldspat häufig erst im Längs- und Querbruch hervortreten. Nicht selten sind auch biotitisierte Hornblenden zu beobachten. Biotit tritt nur in vereinzelter Schuppen auf und steht zum Teil schräg zur Schieferungsebene, aber parallel zur gut ausgebildeten N-S Lineation. Der Serizit (seltener Muskovit) bildet ein feines Grundgewebe. Die Granate sind rotbraun, kaum über 1 mm gross und alle gut idiomorphisch zu Rhombendodekaedern ausgebildet. Das Gestein ist im allgemeinen feinschiefrig und zerfällt bröckelig.

Die *sandigen Zweiglimmer(Biotitserizit)schiefer* sind dunkelgrau und wittern dunkel an. Sie zeichnen sich aus durch ihr feines, regelmässiges Korn. Makroskopisch können nur feinschuppiger Biotit und Serizit, eventuell auch Quarz und Feldspat erkannt werden. Das Gestein ist sehr feinschiefrig, führt aber zu wenig Glimmer um phyllitisch zu sein. Biotit

Tabelle 22. *Quantitativer Mineralbestand*  
(in Volumenprozenten)

| Gesteinstypen<br>(in Reihenfolge ihrer Bedeutung) | Quarz                                  | Muskovit-Serizit | Biotit        | Plagioklas    | Granat      | Hornblende    | Chlorit | Epidot | Häufige Ausbildungsart (Makroskop. Bezeichnung)     |
|---------------------------------------------------|----------------------------------------|------------------|---------------|---------------|-------------|---------------|---------|--------|-----------------------------------------------------|
|                                                   | Durchschnitt und Hauptvariationsbreite |                  |               |               |             |               |         |        |                                                     |
| Glimmer-schiefer                                  | 40<br>(25–60)                          | 25<br>(10–40)    | 20<br>(10–25) | 10<br>(5–15)  | 5<br>(0–10) | —             | (0–10)  | —      | Granatglimmerschiefer, sandig. Zweiglimmer-schiefer |
| Glimmer-gneise                                    | 45<br>(30–50)                          | 20<br>(5–25)     | 15<br>(5–25)  | 20<br>(15–40) | (0–5)       | —             | (0–5)   | (0–5)  | Schmitzen-gneis<br>Querbiotit-gneis                 |
| Hornblende-gneise                                 | 20<br>(15–25)                          | —                | 10<br>(5–15)  | 30<br>(30–35) | —           | 35<br>(30–40) | —       | (0–5)  |                                                     |



und Serizit zeigen eine deutliche Parallelanordnung. Das Gestein zerbröckelt sandig.

Bei den *Hornblendegneisen* (evtl. -schiefern) sind in weissem feinkörnigem Grundgewebe feine bis grobe Hornblendestengel (0,5—10 cm, auch garbenförmig) eingebettet, welche im Hauptbruch etwas geregelt erscheinen, im Längs- und Querbruch meist aber die Schieferung durchstossen. Häufig treten auch grobschuppige Biotite auf, welche zum Teil quer stehen. Glimmerreiche Varietäten sind meist gut geschiefert. Gelegentlich lassen sich im Grundgewebe kleine Limonitkörner (zersetzter Pyrit?) erkennen.

### Mikroskopische Merkmale

**Quarz:** In fast allen Gesteinen lassen sich zwei Arten von Quarz unterscheiden: 1. grobkörnige, rekristallisierte Quarzkristalle und 2. feinkristalline, rundliche Quarzkörner in einem unsauberen Quarz-Feldspatmus. Die groben Körner sind oft eckig, parallel zur N-S Lineation gelängt (0,2—0,6 mm lang, zum Teil auch viel kleiner) und in Zeilen oder Linsen angesammelt. Andererseits treten auch frische Quarze ( $\varnothing$  0,5 mm) auf, welche isometrisch, eckig ausgebildet und regellos über das ganze Gestein verteilt sind. Die feinkörnigen Quarzkristalle ( $\varnothing$  0,02 bis 0,05 mm) sind meist unsauber und mit rundlichen, zonaren Plagioklaskörnern zu einem feinen Mosaik verwachsen, welches in Lagen ausgewalzt erscheint. Der Grössenunterschied zwischen den beiden Quarzarten ist nicht immer so extrem; leicht gelängte frische Quarzkörner können Durchmesser von 0,1—0,2 mm zeigen, während die mit Feldspat verwachsenen unsauberen Kristalle solche von 0,03 bis 0,06 mm aufweisen.

Nur selten ist ein heteroblastisches Gewebe zu beobachten, in welchem alle Quarze rekristallisiert und frisch sind.

**Plagioklas:** Meist ist der Plagioklas in rundlichen, zonaren Körnern ( $\varnothing$  0,05 bis 0,2 mm) mit ebensolchen Quarzkörnern zu einem Mosaik verwachsen, welches das Gestein in Lagen oder auch in unregelmässigen Gebilden durchsetzt. Öfters bildet der Plagioklas bis 0,5 mm grosse, ziemlich zersetzte Individuen mit unregelmässigen Formen und zahlreichen Einschlüssen; in einzelnen Fällen sind sie verzwillingt. Gewisse Gesteine führen Plagioklaskörner ( $\varnothing$  bis 3 mm), welche etwas idioblastisch ausgebildet sind, jedoch gerundete Ecken aufweisen. Diese Kristalle sind häufig recht deutlich zonar und lassen Spaltrisse erkennen. Sie sind ebenfalls eng mit Quarz verwachsen, teilweise umschliessen sie ihn auch. In Hornblendegneisen und Granatglimmergneisen treten öfters grössere, stark zonare und leicht gestreckte Individuen ( $\varnothing$  bis 0,5 mm) auf, welche etwas ineinander verzahnt und in Lagen angesammelt sind.

Albitoligoklas herrscht weitaus vor, aber auch Oligoklas und Andesin (vor allem im Quarzfeldspattrümmernus) sind häufig anzutreffen, hingegen wurde Albit — in Form von Schachbrettalbit — nur selten beobachtet.

**Muskovit-Serizit:** Die Unterscheidung von Muskovit und Serizit ist in der Giubineserie nicht so wichtig, da vielfach beide Arten im gleichen Gestein auftreten. Häufig lassen sich zwei Generationen von Muskovit-Serizit erkennen: feinschuppige,

ungeregelte Serizite ( $\varnothing$  0,02—0,1 mm) als Zersetzungsprodukte des Plagioklas neben groben Muskovitschuppen, welche bald über 1 mm lang und streng in Lagen eingeregelt sind, bald auch unregelmässig gross und des öftern quergelagert sind. In vielen Gesteinen treten jedoch Schuppen von 0,02—0,4 mm und darüber auf, welche kaum verschiedenen Generationen angehören. Diese sind oft undeutlich geregelt. Bei den Granatglimmergneisen bilden feine Serizitschuppen (0,02—0,2 mm) teilweise ein dichtes Gewebe, das sich netzförmig oder in Lagen über das Gestein verteilt.

*Biotit*: Häufig tritt der Biotit in isolierten, selbständigen Schuppen ( $\varnothing$  0,1 bis 0,5 mm) auf, welche teilweise parallel zur Schieferung verlaufen, vielfach aber auch quer oder schräg dazu stehen. Recht oft ist eine wellenförmige Anordnung dieser nur selten in Schlieren zusammengewachsenen Schuppen zu beobachten. Ab und zu kommen auch filzartig ineinander verwobene Schuppen vor. Nur selten sind grosse Schuppen von über 1 mm Durchmesser streng geregelt, vielmehr sind sie in wirrer Anordnung bald zu Lagen, bald zu Aggregaten angesammelt. Der Biotit ist meist sehr frisch und fast immer primär; nur gelegentlich tritt er als Zersetzungsprodukt von Hornblende auf. Der Pleochroismus ist meist recht ausgeprägt (in der Reihenfolge der Wichtigkeit):

| $n_\alpha$    | $n_\gamma$                       |
|---------------|----------------------------------|
| hellgelb      | rotbraun                         |
| bräunlichgelb | braun                            |
| hellbraun     | schwarzbraun (evtl. grünschwarz) |

*Granat*: In zahlreichen Gesteinen treten kleine ( $\varnothing$  bis 0,2 mm), recht idioblastische, an den Ecken zum Teil etwas gerundete Granate auf; diese sind im allgemeinen frei von Einschlüssen, hingegen randlich häufig in Epidotisierung begriffen. Granate dieser Art sind oft in Aggregaten angesammelt. Nur selten kommen Kristalle ( $\varnothing$  bis 1,5 mm) vor, welche während ihres Wachstums gedreht wurden, wie sich an den s-förmigen, ebenfalls gedrehten Quarzeinschlüssen erkennen lässt. Ab und zu können auch Granate beobachtet werden, die erst nach abgeschlossenem Wachstum gedreht worden sind.

Interessant sind die zentimetergrossen Knauer, welche im Schmitzengneis auftreten. Aussen sind sie von einem grünlichen Saum umgeben, welcher hauptsächlich aus Epidot, Zoisit, Karbonat und Quarz besteht, während der Kern aus Granat aufgebaut ist, der aber schon weitgehend epidotisiert ist. Die Umrissformen und ein durchgehendes Spaltrissystem deuten darauf hin, dass der zersetzte Kern aus einem einzigen grossen Granat entstanden ist.

Epidotisierte Granate sind dem südlichen Gotthardmassiv an sich fremd. Eine ähnliche Erscheinung konnte vom Verfasser erst in der Tenelinzone beobachtet werden.

*Hornblende*: Die Hornblende der spärlich auftretenden Hornblendegneise ist ziemlich xenoblastisch und siebartig von Grundgewebe — hauptsächlich von Quarz, teilweise auch von kleinen Rutilkristallen — durchsetzt. Sie ist in Biotitierung begriffen. Es handelt sich um eine eisenarme Hornblende, da das Mineral nur schwach pleochroitisch ist:  $n_\alpha$  grünlichgelb,  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  blassgrün. Der Auslöschungswinkel  $n_\gamma \wedge c$  beträgt 16—18°. *Chlorit*: Chlorit scheint des öftern primär zu sein. Er tritt in syngenetischen Schuppen von 0,2—1,0 mm Durchmesser auf und ist zum Teil parallel mit Biotit und Muskovit verwachsen; noch häufiger steht

er aber quer zur Schieferung. Der Chlorit ist kaum pleochroitisch. Auch sekundärer, aus Biotit entstandener Chlorit kommt öfters vor; er zeigt zum Teil Sageniteinschlüsse. *Zoisit-Epidot*: Akzessorisch kommt Zoisit-Epidot in fast allen Gesteinen vor. Der Epidot (0,1—0,4 mm lang) lässt gelegentlich eine leichte Gelbfärbung erkennen. Teils können schiffchenartige Formen beobachtet werden, meist aber sind die Kristalle xenoblastisch. In einem Gestein wurde ein stark pigmentierter Epidot mit braunem Kern angetroffen.

*Akzessorien*: Apatit, Turmalin, Zirkon, Titanit, Rutil, Karbonat; Pyrit und weitere Erze.

Die *Struktur* ist meist leicht porphyroblastisch mit feinkörnigem, granoklastisch bis -blastischem Grundgewebe. Weniger häufig tritt eine typisch porphyroblastische Struktur mit grano-lepidoblastischem Grundgewebe auf.

Die *Textur* ist vielfach gut geschiefert, teilweise auch etwas lentikular, aber nur selten ausgesprochen lagig.

### Mineralfazies

Die Mineralassoziatio*n* der Giubineserie entspricht der Epi- bis Mesozone. Die Hauptmasse der Gesteine gehört wohl der Epidotamphibolitfazies an, ein kleinerer Teil mag infolge seines basischen Plagioklases ( $An_{>30}$ ), der im Gleichgewicht mit Zoisit-Epidot steht, der Amphibolitfazies zugerechnet werden.

### Herkunft

Von der Giubineserie ist nur eine chemische Analyse (A. STRECKEISEN 1928, p. 136, zitiert in P. NIGGLI u. a. 1930, p. 152, Nr. 92) bekannt. Sie entspricht dem Schmitzengneis vom Sellaweg<sup>23</sup>). Der deutliche Tonerdeüberschuss deutet auf sedimentären Ursprung des Gesteins hin. Der Schmitzengneis ist aus einem sandigen Ton entstanden. Auch bei den andern Gesteinstypen ist sedimentäre Herkunft unzweifelhaft. Gänge eruptiven Ursprungs, wie sie in der auf S. 508 erwähnten stromatitischen Zone vorkommen, treten stark zurück und sind gegenüber dem Paragestein scharf abgegrenzt.

---

<sup>23</sup>) Herr Professor Dr. A. Streckeisen (Bern) war so freundlich, dem Verfasser die Dünnschliffe seiner Analysen vom Sellaweg (zitiert in P. NIGGLI u. a. 1930, p. 150—153, Nr. 91—93) zur Verfügung zu stellen, was ihm an dieser Stelle bestens verdankt sei.

### D. Stratigraphie der Giubineserie

(vgl. Profilbeschreibungen im Anhang, S. 559—564)

#### 1. Gliederung der Giubineserie und Verlauf der Zonen

Wie schon früher erwähnt kann die Giubineserie im Feld in drei Zonen unterteilt werden, welche sich weniger durch die Gesteinstypen als durch die Art ihrer Vermengung unterscheiden:

1. Im Bereich zwischen der Gotthardstrasse und dem Anstieg gegen Costone di Val Prevat herrscht der sogenannte *Schmitzengneis* (vgl. S. 508) vor, ein Glimmergneis, welcher langgezogene Schmitzen eines dunklen biotitreichen Gesteines führt. An der Grenze gegen den Streifengneis steht häufig ein Horizont dunklen sandigen Zweiglimmerschiefers an, während in der südlichen Hälfte der Zone in Richtung Soresciagneis ein fleckiger Zweiglimmergneis (mit Biotitnestern auf dem Hauptbruch, hellen Quarz-Feldspatäuglein im Querbruch) auftritt.
2. Südlich von Costone di Val Prevat sowie westlich der Militärbaracken bei Pt. 2522 kann eine ausgesprochen stromatitische Zone beobachtet werden. In enger Folge sind helle und dunkle Zweiglimmerschiefer und -gneise, reich an Querbiotit und vielfach granatführend, aufgeschlossen, welche oft bis metermächtige konkordante Quarzgänge führen. Auffällig ist das unstete Streichen dieser Zone. Längs der Grenze zum Streifengneis kann eine intensive Verwurstelung des Gesteins beobachtet werden, wobei sich steilstehende Faltenachsen herausgebildet haben.
3. Südwestlich des Giubinegipfels sowie in der ganzen östlichen Giubineserie sind die monoschematischen Granat(quer)glimmerschiefer das vorherrschende Gestein. Zuweilen schalten sich schmale Horizonte mit groben Hornblendegarbenschiefen ein; auch Lagen mit grauen, sandigen Biotitserizitschiefern werden angetroffen.

Die Grenzen dieser Zonen sind nicht scharf. Sie trennen nur die vorherrschenden Gesteinsarten ab; Rückfälle sind häufig. Auch kann die Giubineserie nicht auf den Meter genau vom Soresciagneis abgetrennt werden (vgl. S. 493).

Dennoch ist offensichtlich, dass diese Zonengrenzen nicht parallel zum Streichen der Giubineserie in ENE-Richtung verlaufen, sondern deutlich schräg dazu in NE-Richtung.

Eine interessante Erscheinung zeigt sich längs des Kontaktes zum

Streifengneis. Giubineserie und Streifengneis verlaufen meist völlig konkordant. Die Grenze ist aber gegen Osten in kleineren oder grösseren Abständen treppenförmig nach Süden versetzt mit Stufen von 15—100 m Höhe (vgl. Taf. VI). Dadurch kommen, je weiter wir nach Osten schreiten, immer südlichere Schichten der Giubineserie mit dem Streifengneis in Kontakt.

Sowohl die in NE-Richtung verlaufenden internen Zonengrenzen wie der stufenförmige Kontakt mit dem Streifengneis haben zur Folge, dass sich die drei Zonen der Giubineserie, Schmitzengneiszone, stromatitische Zone und Granat(quer)glimmerschieferzone, von Westen gegen Osten in dieser Reihenfolge sukzessive ablösen.

Der Grossteil der Gesteine der Giubineserie ist unzweifelhaft sedimentärer Herkunft. In der stromatitischen Zone hat eine gewisse Durchsetzung mit pegmatitischem und aplitischem Material stattgefunden.

## 2. Das Alter der Giubineserie

Sicher ist die Giubineserie älter als Medelsergranit und Tremola-(Rotondo)granit, da die Kontakte an vielen Orten eindeutig primär sind. Die scharfe Grenze zum Streifengneis ist sekundär. Die Giubineserie ist demnach jünger als der Streifengneis. Nach R. SONDER (1921, p. 9) finden sich in der Giubineserie (von SONDER noch als Soresciagneis bezeichnet), 50 m westlich Pt. 2373, südlich des Sellasees, helle Gerölle, welche aus dem Streifengneis stammen dürften. Der Übergang zwischen Giubineserie und Soresciagneis erfolgt allmählich; diese Grenze kann nicht für eine Altersrelation beigezogen werden.

Die Giubineserie ist älter als 290—340 Mio. Jahre, Karbon (Medelsergranit) und jünger als mindestens 560 Mio. Jahre, oberes Präkambrium (Streifengneis). Sie ist also nachstreifengneisisch aber vorgranitisch und gehört dem gleichen Altersintervall wie Tremolaserie und Borel- und Tenelinzone an. Die im östlichen Teil der Serie verbreiteten Granat(quer)glimmerschiefer (mit vereinzelt Hornblendehorizonten) weisen eine grosse Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Tenelinzone auf.

Eine Gleichaltrigkeit dieser östlichen Giubineserie (in der auch das „Karbon vom Giubine“ liegt) mit den oben genannten Muldenzonen des südöstlichen Gotthardmassivs und der Tremolaserie ist durchaus denkbar. Die westliche Giubineserie hingegen weist verschiedene Merkmale auf, welche vielleicht auf ein höheres Alter oder auf eine andere Metamorphosegeschichte hindeuten.

## E. Metamorphose der Giubineserie

### 1. Gefüge

#### Kristallgenerationen

Wie in den südlich anschliessenden Gesteinsserien können auch hier verschiedene Kristallgenerationen unterschieden werden, welche in nachstehender Reihenfolge entstanden sind:

Tabelle 23. *Kristallgenerationen in der Giubineserie*

Gene-  
ration

1. Reliktisches, feinkörniges Quarz-Feldspattrümmermosaik, häufig stark serizitisiert; reliktsche, stark zoisitisierte Granatporphyroblasten, zum Teil als Trümmer grösserer Granatindividuen.
2. Relativ grobkörnige, frische Quarze, zum Teil etwas gelängt, häufig in Linsen; parallel zur Schieferung oder Lineation geregelte, rekristallisierte und relativ grobschuppige Glimmer (Biotit, Muskovit, Serizit).
3. Granat- und Hornblendeporphyroblasten mit Einschlüssen von gelängten, frischen Quarzkristallen.
4. Querbiotite, öfters mit Einschlüssen von relativ grobkörnigen Quarzen; teilweise Rekristallisation von Gemengteilen der 2. Generation.
5. Zersetzungsprodukte (Chlorit, selten Biotit).

Die einzelnen Generationen sind je nach Ort und Gesteinsart verschieden stark entwickelt. Offensichtlich ist, dass die Gesteine der östlichen Giubineserie nur wenig oder überhaupt keine reliktschen Gemengteile der ersten Generation führen, während diese westlich des Giubinegipfels vielfach vorherrschen. Auch innerhalb der westlichen Giubineserie können reliktsche Phasen fehlen, wenn das Gestein viel Glimmer und nur wenig Quarz und Feldspat führt.

Die meist stark zoisitisierten, aber an sich einschlussarmen Granatporphyroblasten der westlichen Serie gehören mehrheitlich der ersten Generation an, während im Osten eine Entstehung der Granate nach der Längung der Quarze vorwiegt. Häufig fehlen sowohl Zersetzung wie Einschlüsse und eine sichere Zuordnung ist nicht möglich.

Bei den Querbiotiten des Ostens ist eine Bildung nach der 2. Generation offensichtlich, da oft Einschlüsse von frischen Quarzen der 2. Generation beobachtet werden können. Im westlichen Teil der Serie scheinen Biotite und Querbiotite zum Teil derselben Generation anzugehören.



### Bewegungsphasen

Die drei ersten Bewegungsphasen, welche bei der Tremolaserie nachgewiesen wurden, lassen sich — allerdings mit anderer Intensität — auch bei der Giubineserie erkennen: eine kataklastische Phase I bewirkte die Zertrümmerung des alten Quarz-Feldspatgefüges; anschliessend erfolgte eine Stressphase II, welche in der östlichen Giubineserie zu einer allgemeinen laminaren Gleitung führte, während welcher sich die in Rekristallisation begriffenen Mineralien der 2. Generation einregelten. Im westlichen Teil fand nur eine beschränkte laminare Gleitung statt, welche sich vor allem in glimmerreichen Gesteinslagen auswirkte. In einer Phase III wurde das Gestein, besonders im Westen der Giubineserie, teilweise intensiv verfaltet.

### Gefügemerkmale

Auf dem Hauptbruch ist meistens nur die markante *N-S Lineation* (Streckung und Parallelanordnung der Glimmer und Quarz-Feldspatäugen) sichtbar. Im Querbruch kann vielfach eine *kräftige Fältelung* wahrgenommen werden, welche parallel zur N-S Lineation verläuft; in derartigen Gesteinen ist die Schieferung nur undeutlich ausgebildet und das Gestein zerbricht nicht in Platten sondern in stengelförmige Stücke. Diese eher grobe Fältelung ist daher auf dem mangelhaften Hauptbruch meistens gar nicht zu sehen.

Nur in gutschieferigen, feinkörnigen und glimmerreichen Gesteinsarten ist eine Kleinfältelung, wie sie in der Tremolaserie angetroffen wird, gelegentlich zu beobachten. Sie weist aber neben parallel zur N-S Lineation verlaufenden Faltenachsen ab und zu auch solche auf, welche ziemlich stark davon abweichen und einen unregelmässigen Verlauf zeigen (Übergang zu einer E-W Wellung?).

### Entstehung des Gefüges

Die markante N-S Lineation der Giubineserie ist — wie ein Blick auf die Strukturkarte lehrt — gleichbedeutend mit derjenigen der südlich anschliessenden Zonen. Die kräftige Fältelung ist vermutlich der N-S verlaufenden Kleinfältelung gleichzusetzen. Die E-W Wellung fehlt.

Die Entstehung des Gefügebildes der Giubineserie geht letzten Endes auf die gleichen tektonischen Ereignisse zurück, welche auch die Tremolaserie betroffen haben; nur zeitigten die einzelnen Phasen unterschiedliche Auswirkungen.

In der *östlichen Giubineserie* wirkte sich die Stressphase II (S–N Schub) in Form einer deutlichen laminaren Gleitung aus, wobei praktisch das ganze Gefüge rekristallisierte und sich in die Transportrichtung einregelte (a-Lineation). Es lassen sich kaum noch Gefügerelikte der 1. Kristallgeneration nachweisen. Vorwiegend nach Abschluss der Stressphase II, aber noch vor Einsetzen der Phase III bildeten sich spärliche Hornblendeporphyroblasten sowie kleine Granate ( $\varnothing$  max. 1,5 mm), welche öfters zahlreiche gestreckte Quarze des Grundgewebes (2. Generation) eingeschlossen haben. Die E–W Bewegung (Phase III) bewirkte eine Fältelung des Gesteins (b-Lineation, Fältelungsachse in N–S Richtung). Während dieser Phase entstanden die Querbiotite und die ausgewachsenen Granate wurden um eine steil nordwärts fallende Achse gedreht (das Quarzgefüge im Innern der Granate steht schräg zum Externggefüge, mit abruptem Übergang an der Korngrenze).

Die *westliche Giubineserie* wurde vom S–N Schub (Stressphase II) vermutlich nur unwesentlich beeinflusst. Sicherlich fand nur eine beschränkte laminare Gleitung längs einer präexistierenden Schieferung statt, so dass zwar eine gewisse Einregelung der Glimmer in N–S Richtung erfolgte, andererseits aber ein Grossteil der 1. Kristallgeneration erhalten blieb. Eine Porphyroblastenbildung (3. Generation) kam nicht zustande; die vorkommenden stark zoisitisierten Granate gehören sehr wahrscheinlich der 1. Generation an.

Sehr ausgeprägte Spuren hat indessen die Bewegungsphase III hinterlassen. Die vornehmlich *lineare* Paralleltextur der westlichen Giubineserie muss auf die starke Einengung in E–W Richtung zurückgeführt werden; während dieser Phase bildeten sich die zahlreichen Querbiotite. Vermutlich rekristallisierten teilweise auch Gemengteile der 1. und 2. Generation. Die Zersetzung (Chloritisierung) der Biotite fand bei absinkender Temperatur statt.

## 2. Mineralfazies

Die Gesteine der Giubineserie gehören der Epi- bis Mesozone an. Im östlichen Teil entspricht die Mineralparagenese des (ausschliesslich) alpinen Gefüges der niedrig temperierten Epidotamphibolitfazies. Im westlichen Gebiet scheint ein verhältnismässig grosser Anteil der alpin gebildeten Plagioklase basisch zu sein (Andesin, eventuell Oligoklas); auch reliktsche Plagioklase der 1. Generation zeigen häufig eine derartige Zusammensetzung. Es muss demnach angenommen werden, dass in diesem Teil der Giubineserie sowohl die voralpine wie alpine Metamor-

phose unter Temperaturbedingungen stattfand, welche im Grenzbereich zwischen Epidotamphibolit- und Amphibolitfazies vorherrschen.

### 3. Die Geschichte der Metamorphose

Die Gesteine der Giubineserie sind sicher polymetamorph. Im Gebiet westlich des Giubine sind fast in allen Gesteinen Relikte einer voralpinen, vermutlich herzynischen Metamorphose in Epidotamphibolit- bis Amphibolitfazies erkennbar. Im Schmitzengneis läuft die Schieferung der Schmitzen öfters diskordant zur Schieferung des Nebengesteins; diese erstere muss noch vor der Ablagerung der Giubineserie entstanden sein.

Die alpine Metamorphose machte sich in unterschiedlichem Masse bemerkbar. Im Osten führte sie zu einer völligen Umkristallisation des Gefüges in relativ niedrig temperierter Epidotamphibolitfazies; im Westen kam trotz höherer Temperatur nur eine teilweise Rekristallisation zustande.

Die Gründe für diese verschiedenartigen Auswirkungen der alpinen Metamorphose sind in erster Linie in der gegen Osten stark zurückgehenden Mächtigkeit der Giubineserie, sodann in der unterschiedlichen Überlagerung und dem zum Teil davon abhängigen Ausmass der S-N Verschleppung (Durchbewegung) während der Stressphase II zu suchen. Im westlichen Gebiet beträgt die Mächtigkeit der Giubineserie oft über 500 m und die „autochthone“ Überlagerung durch Soresciagneis, Prato- und Tremolaserie um 3 km; im Bereich des Garegnaprofils und auch ostwärts davon ist die Giubineserie öfters weniger als 50 m mächtig, die Überlagerung durch die südlich anschliessenden Paragesteinsserien 1,5 bis weit unter 1 km.

Die zwischen Osten und Westen deutlich verschiedenen P-T-Bedingungen während der Metamorphose lassen sich zum grossen Teil damit erklären.

Die fast völlige alpine Umkristallisation der östlichen Giubineserie ist auf den allgemein kräftigeren Nordschub im östlichen Gotthardmassiv zurückzuführen, der sich bei nur geringer autochthoner Überlagerung der in Frage stehenden Serie um so mehr auswirkte.

Die alpine Metamorphose der Giubineserie fand statt unter einer zunehmenden Deckenbelastung. In einer destruktiven ersten Phase wurde das herzynische Gefüge des Gesteins zertrümmert; unter erhöhter Temperatur verursachten die nordwärts gleitenden Decken vor allem im östlichen Gebiet eine laminare Gleitung ihrer relativ flachliegenden Gesteinsunterlage. In dieser Phase rekristallisierten die Mineralien der

2. Generation unter Einregelung in die Gleitrichtung (N-S Lineation). In der Endphase der Dislokation wurden die Schichten des Gotthardmassivs am Aarmassiv steilgestellt; anschliessend bildeten sich in bescheidenem Masse die Porphyroblasten der 3. Generation. Der E-W Zusammenschub des südlichen Gotthardmassivs hatte eine innere Verfaltung der Giubineserie mit steil nach Norden fallenden Achsen (parallel zur N-S Lineation) zur Folge, welche sich vor allem im westlichen Teil der Serie bemerkbar machte. Die Querbiotitbildung fand unter Einfluss dieses E-W Stresses statt. In spärlichem Masse setzte anschliessend die Chloritisierung der Biotite ein.

### **F. Entstehungsgeschichte der Giubineserie (Zusammenfassung)**

Die tonigen Sedimente, aus welchen die östliche Giubineserie entstanden ist, wurden wahrscheinlich in präkambrischer Zeit im südöstlichen Gotthardmassiv abgelagert. Der Ablagerungsraum hing mit demjenigen der Borel- und Tenelinzone sowie der Tremolaserie zusammen. Sandig-tonige Ablagerungen mit konglomeratischen Einschlüssen (vermutlich Gerölle von Ortho- und Paragesteinen des zentralen Gotthardmassivs) sind auf den Raum der westlichen Giubineserie beschränkt und erfolgten zeitlich vor der Sedimentation der tonigen Serien.

Während voralpiner Gebirgsbildungen wurden die verschiedenen Zonen eingemuldet und umgewandelt. Die Giubineserie wurde dabei in bedeutend stärkerem Masse homogenisiert als die Tremolaserie; eigentliche sedimentäre Ablagerungsstrukturen lassen sich im westlichen Teil — abgesehen von den stark ausgewalzten Einschlüssen — kaum mehr beobachten. Die herzynische Metamorphose fand an diesem Ort unter P-T-Bedingungen statt, welche der unteren Amphibolitfazies entsprechen.

Zur Zeit der alpinen Gebirgsbildung war die westliche Giubineserie vermutlich bedeutend stärker überlagert als die östliche. Unter den nach Norden gleitenden Decken fand vorerst eine Zertrümmerung des herzynischen Gesteinsgefüges der Giubineserie statt, welche allmählich (insbesondere im östlichen Gebiet) in eine laminare Gleitung überging und zur Schieferung des Gesteins führte. In der östlichen Giubineserie rekristallisierten sämtliche Mineralien unter P-T-Bedingungen der Epidot-amphibolitfazies, indem sie sich in die Transportrichtung einordneten (N-S Lineation = a-Lineation). Infolge unbedeutender Durchbewegung des Gesteins erfolgte im Westen des Gebietes nur eine teilweise Rekri-

stallisation des Gefüges, welche allerdings unter etwas höheren P-T-Bedingungen vor sich ging. Nach der Steilstellung des Gotthardmassivs fand im östlichen Teil der Giubineserie ein bescheidenes Porphyroblastenwachstum statt. Die anschliessende Biegung des Massivs hatte in den südlichen Zonen eine spürbare E-W Einengung zur Folge, welche zu einer intensiven Verfaltung und Verfältelung des Gesteins führte und insbesondere im Gebiet der westlichen Giubineserie die planare Textur (Schieferung) des Gesteins zu einer oft ausgesprochen *linearen* Textur umprägte (N-S Fältelung = b-Lineation, senkrecht zur Transportrichtung). Unter Einwirkung dieser E-W Einengung bildeten sich zahlreiche Querbiotite, welche später bei absinkender Temperatur bevorzugt chloritisiert wurden.

## ANHANG

### **Profile durch die Zonen am Südrande des Gotthardmassivs**

(die Profilsuren sind in Fig. 2 und Tafel VI eingezeichnet)

#### **A. Profile durch die Tremolaserie**

##### **1. Lucendrostollen (I)**

##### **Gesteinsinhalt und makroskopische Beschreibung des Profils**

Im Lucendrostollen ist vor allem die nördliche Zone der Tremolaserie (Pontinozone) sowie der Kontakt zur Pratoserie aufgeschlossen. Die Gesteine im untersten Teil des Schrägschachtes sind noch zur Zone des Sasso Rosso zu rechnen. Im Schrägschacht (5,2—4,85 km ab NP, den Gesteinsausbissen zwischen Höhenquote 1800—2100 m an der Oberfläche entsprechend) lässt sich von Süd nach Nord folgende Abfolge feststellen:

Vorherrschend sind Hornblendegneise und Chloritgneise, welche meist Granat führen. Dazwischen treten schmale Horizonte von Biotitgneisen auf, ab Quote 1850 m der Oberfläche (entsprechend Tunnelmeter 5150 ab NP bei schräger Länge des Schrägschachtes) überwiegen Biotitgneise, welche ab und zu Hornblende, seltener Granat führen. Gelegentlich werden Lagen hellen Biotitgneises oder feinkörniger Biotitgneis mit hellen

Adern angetroffen. Am oberen Ende des Schrägschachtes (entsprechend Quote 2050 m der Oberfläche) treten Zweiglimmergneise und glimmerarme Gneise auf, welche wieder deutlich Granat führen ( $\varnothing$  1—4 mm). Ein vereinzelter schmaler Horizont von feinkristallinem Hornblendeschiefer bis Amphibolit lagert dazwischen. Im nördlich anschliessenden Druckstollen können von km 4,85 bis 4,4 (Stollenachse N 23° W) eine Serie von Zweiglimmerschiefern, Biotitschiefern, Chloritbiotitschiefern und -gneisen beobachtet werden, welche mit Hornblendegneisen und -schiefern (oft als Hornblendegarbenschiefer ausgebildet) sowie Amphiboliten wechsellagern. Diese Gesteine führen gelegentlich kleine Granatporphyroblasten. Häufig und typisch für diesen Stollenabschnitt (besonders für km 4,5—4,4) sind Lagen von Silikat-Karbonat- und Kalksilikategesteinen wie Epidotkarbonatgneise, Biotitkarbonatgneise und karbonatführende Epidot-Amphibolite. An der Oberfläche ist diese Serie ausgezeichnet an der sog. Scimfussstrasse aufgeschlossen, welche von der Krete SW Pt. 2404,7 nach Grasso di Dentro hinabführt.

Von km 4,4 bis zum Kontakt mit der Pratoserie bei km 3,9 (Nähe der Unterfahrung des Riale Sorescia) verläuft die Stollenachse N 40° W und durchfährt wiederum eine Gesteinsserie von ähnlicher Beschaffenheit wie im vorhergehenden Stollenabschnitt. Amphibolite oder Lagen dunkler Hornblendeschiefer werden gegen Norden noch etwas zahlreicher. Daneben treten aber immer wieder Horizonte mit typischen Hornblendegarben in chloritischem Grundgewebe und auch Hornblendegneise auf. Entsprechend treten die Biotit- und Zweiglimmergneise sowie Biotit- und Chloritschiefer gegen Norden zurück. Fast alle Gesteine führen einen deutlichen Anteil an Karbonat sowie Epidot und Zoisit; recht zahlreiche Horizonte bestehen aus epidotführendem Karbonatgneis und karbonatführendem Hornblende-Zoisitepidotschiefer. Granat tritt nur noch selten auf. Oft ist er stark xenoblastisch.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass der *Quarzgehalt* relativ konstant ist. Mit Ausnahme der Hornblendegesteine schwankt er zwischen 30 und 50 Volumenprozent. *Plagioklas* ist besonders häufig in den Gneisen am oberen Ende des Schrägschachtes (30—45%). In den übrigen Gneisen nimmt er um 25 Volumenprozent ein. Das *Plagioklas/Quarz-Verhältnis* ist ebenfalls relativ konstant. Es schwankt zwischen 0,5 und 1,5 und sinkt nur bei Hornblendegesteinen unter diesen Wert. Der *Plagioklas* ist mehrheitlich Andesin oder Oligoklas-Andesin. Nur in den Zweiglimmer-



gneisen zeigt sich vereinzelt Albitoligoklas. Zusammen mit dem Quarz bildet der meist frische Plagioklas eine feinkörnige Mosaikstruktur. Nur gelegentlich vereinigt er sich zu etwas grösseren, amöbenartigen Gebilden mit Einschlüssen von rundlichen, oft diffusen Quarzkörnern.

Der *Biotitgehalt* überschreitet in keinem der untersuchten Gesteine 25%, ist aber fast überall verbreitet. Nur hornblendereiche Gesteine führen keinen Biotit. Der fast immer chloritisierte Biotit zeigt meistens sehr starken Pleochroismus von zart-gelb bis dunkel-schwarzbraun. Hellbrauner Biotit konnte nur in zwei Fällen nachgewiesen werden. Selbst in karbonatreichen Gesteinen ist er meistens kräftig braun. *Farbloser Glimmer* tritt nur sporadisch auf. Im südlichen Abschnitt ist es meist feinschuppiger Serizit, nördlich km 4,4 wird er zu grobschuppigem Muskovit. *Chlorit* tritt in einigen Gesteinen bis zu 15% auf. Bei deutlichem Gehalt ist er meist primär. Sonst ist er Zersetzungsprodukt des Biotits oder selten der Hornblende. Die Interferenzfarbe des Chlorits wechselt von Süd nach Nord von grau über grün zu braungrün und gelbgrün.

Der *Hornblendegehalt* der hornblendeführenden Gesteine ist starken Schwankungen unterworfen. Die dunkeln feinkörnigen Schiefer führen meistens 60% oder mehr. Bei den Gneisen sind es zwischen 25 und 35%, in den Garbenschiefern oft deutlich weniger. Die Hornblende der feinkörnigen Schiefer ist stets frisch und gut idioblastisch, frei von Einschlüssen und streng eingeregelt. In den Gneisen und Garbenschiefern sind die Kristalle stark xenoblastisch und meist zersetzt. Die zahlreichen Einschlüsse sind fast immer parallel zur Schieferung angeordnet. *Granat* tritt nur teilweise auf. Die grössten Granate haben einen Durchmesser von 0,5 cm, meistens sind sie aber nur 1—2 mm gross. Im allgemeinen sind sie gut eigengestaltig, haben viele Einschlüsse, welche oft parallel zur Schieferung liegen. Sie scheinen zum Teil syngenetisch zu sein. In einigen Fällen wurden sie während des Wachstums gerollt, wirkten aber später wieder als Hindernis, so dass sich in den Druckschatten Streckungshöfe mit Quarzkristallisationen bildeten. Gelegentlich sind idioblastische Kristalle auch nachträglich zerbrochen.

Zu den *Akzessorien*: Fast alle Gesteinstypen führen Apatit, Epidot, Zoisit sowie Karbonat, welches oft stark limonitisiert ist. Etwas weniger häufig tritt Rutil auf. Sagenitausscheidung als Folge der Chloritisierung des Biotits wurde nur in einem Fall im südlichsten Stollenabschnitt festgestellt. Typisch für die Gneise am oberen Ende des Schrägschachtes ist der deutliche Zirkongehalt. Praktisch alle Gesteine haben einen deutlichen Erzgehalt (hauptsächlich Magnetkies). Pyrit tritt etwas seltener auf. Hämatit wurde nur im südlichsten Stollenabschnitt beobachtet.

Im Dünnschliffbereich sind die Gesteine meistens gut kristallisations-schiefbrig. Undeutlich ist die Schieferung meistens in denjenigen Gesteinen, in welchen auch viele Querbiotite auftreten.

### Textur und Regelung

Im Handstück erscheint das Gestein immer gut geschiefert, aber nicht ausgesprochen lagig, da die einzelnen Bereiche im allgemeinen allmählich ineinander übergehen. In allen Gesteinen ist eine ausgezeichnete Regelung der Glimmer feststellbar. Die Hornblenden sind nur in den feinnematoblastischen Hornblendeschiefern und Amphiboliten streng geregelt.

Die Gesteine der Tremolaserie im Lucendrostollen zeigen stromatische Lagerung. Eine ausgesprochene Bänderung mit messerscharfen Grenzen zwischen hellen und dunklen Lagen, wie sie für die nördlich anschliessende Pratoserie typisch ist, fehlt jedoch.

### 2a) Gotthardtunnel (II)

In teilweiser Anlehnung an STAPFF (1880) soll das Tunnelprofil durch die Tremolaserie in drei Abschnitten besprochen werden:

|                                       |                   |
|---------------------------------------|-------------------|
| a) Nelvazone (südliche Zone)          | 90—1142 m ab SP   |
| b) Zone des Sasso Rosso (mittl. Zone) | 1142—1833 m ab SP |
| c) Pontinozone (nördliche Zone)       | 1833—2808 m ab SP |

#### a) NELVAZONE (90—1142 m ab SP)

### Einleitung

Nach STAPFF (1880, p. 47) sind in der südlichen Zone graue Granatglimmerschiefer vorherrschend. Eigentliche Hornblendeschiefer sind in diesem Abschnitt selten. Hie und da auftretende dünne Schichten von Hornblendegestein sind fast stets grobkörnig, quarzreich und fast frei von Granaten. Sie enthalten anstatt des silbergrauen Glimmers viel schwarzen und grünen (Chlorit), sind von Kalkadern durchzogen und nähern sich dadurch dem Kalkglimmerschiefer. Im Kalkglimmerschiefer sind schwarzbraune, transversale Glimmerschuppen reichlich eingestreut. Der graue Granatglimmerschiefer geht häufig in Quarzitschiefer über, der als Akzessorien in einzelnen Schichten Schwefelkies, Granate und Hornblenden führt. Bemerkenswerte Akzessorien der grauen Glimmerschieferzone sind (ausser Kalk, Granat und Hornblende) Staurolith, Disthen, Kupferkies. Ebenso bemerkenswert ist aber (nach STAPFF) die Abwesenheit von Rutil und Epidot.

### Gesteinsinhalt

Auf Grund der neuen mikroskopischen Untersuchung ergibt sich, dass das vorherrschende Gestein dieser STAPFFschen grauen Granatglimmerschieferzone ein granatführender Zweiglimmergneis ist (der häufig über 25% Plagioklas führt) und dessen heller Glimmer vorwiegend ein feinschuppiger Serizit ist, der aber immer wieder auch grobschuppig als Muskovit auftritt. Nicht selten kommen auch glimmerarme, massige Gesteine vor, welche fast nur aus Albit und Quarz bestehen (aplitische Gänge).

In zweiter Linie erst sind die Zweiglimmerschiefer vertreten, welche vor allem im nördlichen Teil der Nelvazone deutlich Chlorit führen und damit den Übergang zu STAPFFs Zone der grünen Glimmerschiefer (vgl. S. 528) bilden. Die vereinzelt Horizonte mit Hornblendegesteinen führen grobporphyroblastische Hornblendeschiefer, selten Gneise. Hornblendegarbenschiefer treten völlig zurück. Recht häufig sind hingegen Lagen von quarzitischen Gesteinen, die bald mehr oder weniger Glimmer führen und daher teilweise massig, teilweise besser geschiefert sind.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Karbonatreiche Glimmerschiefer und -gneise treten vor allem im südlichsten Teil auf. Am Kontakt gegen die Trias hin ist eine intensive Wechsellagerung zwischen meterbreiten oder noch schmaleren Horizonten von ausgesprochen feinschiefrigen serizitischen Glimmerschiefern, karbonatführenden Glimmerschiefern, karbonatführenden Quarziten und fast reinen Quarziten festzustellen. Gelegentlich können auch Lagen von glimmerarmen albitreichen Gesteinen beobachtet werden. Schmale Horizonte werden auch von Hornblendegesteinen eingenommen, welche garbenförmige Ausbildung der Hornblende zeigen. Weiter gegen Norden werden die Horizonte breiter. Das Gestein führt deutlich Granat. Vereinzelt Hornblendegarben in den Glimmerschiefern oder Granatglimmergneisen sind biotitisiert. Einige Quarzgänge durchsetzen das Gestein. Sie sind oft über einen Meter mächtig.

Ab Tm. 160 setzen breite Horizonte von Granatglimmergneisen ein, eben die typischen grauen Granatglimmerschiefer nach STAPFF, die häufig 10—20 m Mächtigkeit aufweisen. Dazwischen haben wir immer wieder dunkelgraue Kalkglimmerschiefer durchsetzt von Hornblendeporphyroblasten und Quarzadern. Bei 268,5 m steht ein karbonatführender Zweiglimmergneis an, der eckige Trümmer ( $\varnothing$  2—3 cm) eines hellen Gneises

führt. Bis Tm. 338 sowie von Tm. 443—454 ist ein auffällig helles, massiges Serizitalbitgestein aufgeschlossen. Gelegentlich tritt ein etwas dunklerer Hornblendebiotitschiefer auf.

Bei Tm. 480 kann ein 8—10 m breiter Horizont beobachtet werden, der ziemlich Hornblende führt neben Lagen von Chlorit. Er wird durch einen etwa 10 m mächtigen Granatglimmerschiefer mit vereinzelt Hornblendegarben, vielen Quarzstreifen und Kalkspatgängen abgelöst und setzt sich dann wieder fort, allerdings mit weniger Hornblendegehalt.

Bei 600 m erkennt man ein 5 m breites, massiges Serizitalbitgestein, anschliessend während einer grösseren Strecke einen sehr quarzreichen Glimmerschiefer oder sogar Glimmerquarzit, der massig bricht und offenbar sehr hart ist. Diese Gesteinsart hält an bis über 710 m. Danach setzen Gesteine ein, die etwas biotit- oder glimmerreicher sind, wesentlich Chlorit führen und dadurch wieder etwas besser schiefrig sind. Konkordante Quarzlinen treten sehr häufig auf. Sie sind vielleicht 10—15 cm lang und 1—1,5 cm breit. Quarzreiche Granatglimmerschiefer halten an bis gegen 900 m und werden nur selten von wenige Meter mächtigen Quarzithorizonten durchbrochen. Anschliessend setzt wieder eine Zone mit deutlicher Hornblendeführung ein.

Bei 950 m tritt ein feldspatreicher Chloritbiotitgneis auf, wobei der Chlorit und Glimmer in unregelmässigen Lagen das Gestein durchzieht. Bei 960 m kommen wir in ein Gestein, das grosse Granate mit gedrun-genen Hornblendesäulen führt. Hier ist der Biotit nesterartig konzentriert. Ab 1040 m setzt die Chloritführung deutlich ein. Auch sind vereinzelte Hornblendeporphyroblasten sichtbar. Bei 1118,8 m tritt ein typischer Granatserizitphyllit auf, wie er von HAFNER (1958, p. 328) von Pt. 1515 W Motto Bartola beschrieben wurde. Dieses Gestein stellt nach HAFNER die Trennlinie zwischen der Motto di Dentro-Zone und der Nelvazone dar.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Der *Quarzgehalt* dieser Zone schwankt ziemlich stark (im allgemeinen zwischen 20 und 50%, bei gewissen Quarziten über 75%). Der *Plagioklasgehalt* der Gneise beträgt im Durchschnitt 25%. Das Plagioklas/Quarz-Verhältnis ist starken Schwankungen unterworfen. Albitoligoklas einerseits und Oligoklas und Andesin andererseits sind etwa gleich stark vertreten. Bis ca. Tm. 250 ist ein meist zersetzter, etwas diffuser Plagioklas typisch, der myrmekitähnliche Einschlüsse von Quarz führt. Von Tm. 250 bis 700 m treten grössere, ziemlich frische und relativ idiomorphe

Kristalle auf, welche verzwillingt sind und nicht selten schachbrettartig auslöschten. Zwischen 700 und 1142 m herrschen diffuse, amöbenartige, öfters verzwillingte Individuen vor, die sich der Schieferung oder Fäلتung anschmiegen und von tropfenartigen Einschlüssen von Quarz und Glimmerblättchen erfüllt sind.

*Biotit* ist fast überall vorhanden. Sein Gehalt schwankt zwischen 10 und 35 Volumenprozent. Er ist selten vollkommen frisch. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  ist im südlichsten Teil des Abschnittes öfters dunkel schwarzbraun, zur Hauptsache aber dunkelbraun, selten grün oder hellbraun. Von Tm. 300 an hingegen ist sie neben dunkelbraun recht häufig hellbraun. Phlogopit tritt nur an der Grenze gegen die Trias auf. *Muskovit-Serizit* ist der für die südliche Zone kennzeichnende Gemengteil. Er ist fast in allen Gesteinen vorhanden. Der durchschnittliche Gehalt schwankt zwischen 15 und 35%. Meistens ist er als Serizit ausgebildet. Gerade im südlichsten Abschnitt erscheint er aber noch häufig grobschuppig. *Chlorit* ist zur Hauptsache sekundär aus Biotit entstanden und kommt praktisch in jedem Gestein vor. Über 1—2% Chlorit kommen aber nur sporadisch vor; ausser im nördlichsten Teil (ab Tm. 900) überschreitet der Chloritgehalt 5—7% nicht.

*Hornblende* tritt nur sporadisch auf. Sie kann dann aber über 25 Volumenprozent einnehmen. Sie ist immer zersetzt, stark xenoblastisch, voller Einschlüsse, welche meist parallel zur Schieferung liegen, und im Gestein wirr gewachsen. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  ist bläulichgrün, selten heller grün. *Granat* ist in den meisten Gesteinen ein verbreiteter Gemengteil. Besonders gross ( $\varnothing$  grösser als 1,0 cm) ist er ausgebildet bei Tm. 1000 und 1120. Sonst ist sein Durchmesser im allgemeinen kleiner als 0,5 cm. Die Kristallform ist meist xenoblastisch. Der Granat ist fast immer von vielen Einschlüssen durchsetzt, welche aber parallel zur Schieferung angeordnet sind. Nur selten wurden die Granate dieser Zone während ihres Wachstums leicht gedreht. Gelegentlich sind sie von Streckungshöfen umgeben. Zur Hauptsache scheinen sie aber nach der Bewegungsphase gewachsen zu sein.

*Akzessorien*: Kennzeichnend für die südliche Zone ist das akzessorische Auftreten von Staurolith, Disthen, Turmalin, Zirkon und Orthit. Besonders auffallend ist ferner, dass sich in dieser Zone der Biotit fast immer unter Ausscheidung von Rutil (und zwar in Form eines Sagenitgewebes) in Chlorit umwandelt. Weitere Akzessorien, aber nicht spezifisch für die südliche Zone, sind Apatit, Epidot, Zoisit, Magnetkies, Pyrit, Karbonat, Hämatit und Limonit. Die Textur im Dünnschliffbereich ist vor allem gegen die Trias hin ausgezeichnet lagig. Weiter nördlich wird

sie oft undeutlich bis verworren schiefrig, entsprechend den mehr massigen Granatglimmergneisen und quarzitischen Gesteinen.

### Textur und Regelung

Die Lineation der hellen Glimmer ist meist eine vorzügliche. Häufig kommt dazu noch eine feine Wellung, welche parallel zur Lineation verläuft. Typisch für den ganzen Abschnitt sind die zahlreichen Schuppen von Querbiotit. Diese liegen im ganzen gesehen parallel zur allgemeinen Lineation. Hingegen stehen sie schief zur Schieferungsebene. Im Querbruch erscheint das Gestein dann häufig gefältelt. Anders steht es jedoch mit den Hornblenden, welche das Gestein oft quer oder schräg zur Schieferung durchstossen und, falls sie innerhalb der Schieferungsebene liegen, beliebig orientiert sind. Im ganzen zeigen die Gesteine dieser Zone eine typische, bald feinere, bald gröbere Wechsellagerung, wobei die Mineralbestände der einzelnen Lagen sich nur in der Quantität unterscheiden. Wie meistens bei der Tremolaserie sind die Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinslagen und -typen unscharf.

#### b) ZONE DES SASSO ROSSO (1142—1833 m ab SP)

### Einleitung

STAPFF (1880, p. 43 und 48) äussert sich folgendermassen über diesen Abschnitt (etwas zusammengefasst):

Das charakteristische Gestein dieser Zone ist ein grüner und schwarzer Granatglimmerschiefer. Der grüne Glimmerschiefer besteht überwiegend aus lauchgrünem Magnesiaglimmer, wenig dunkelbraunem schuppigem Glimmer, akzessorischen Granaten, Hornblende, Turmalin. Oder er besitzt blassgrüne felsitische Grundmasse mit spärlich eingesprengten Hornblenden und kleinen Granaten und verdankt schuppig-häutigem schwarzbraunem Glimmer dünne Schieferung. Die Quarzitschiefer dieser Zone enthalten reichlich Feldspat, Kalk und Kiese; durch den silberweissen Glimmer sind sie den Gesteinen des vorhergehenden Schichtenkomplexes nahe verwandt. Das gleiche gilt für die schwarzen Glimmerschiefer. Ausser dem durch Graphit geschwärzten Glimmer enthalten diese Gesteine stets dunkelbraunen schuppigen auf dem Hauptbruch ausgebreiteten oder transversal eingewachsenen Glimmer. Granate sind nicht immer vorhanden. Durch dünne quarzige oder felsitische Kalklamellen werden manche Schichten der schwarzen Glimmerschiefer zu Kalkglimmerschiefer. Hornblendegesteine dieser Zone sind grobkörnig, dioritisch oder Gemenge aus dicken Hornblendestrahlen, Quarz, dichtem Feldspat, feinschuppigem hellgrünem Glimmer und wenig grauem.

Charakteristisch für den Komplex ist nicht nur der grüne Magnesiaglimmer, sondern auch der zunehmende Feldspatgehalt, durch welchen diese Zone der fol-



genden ebenso verknüpft ist, wie durch silbergrauen Glimmer und dunklen Glimmerschiefer mit der vorhergehenden. Durch Graphit geschwärzte Glimmerschiefer sind STAPFF weiter nordwärts nicht bekannt. Deshalb erschienen ihm die letzten derselben zwischen 1808 und 1833 m als gute Grenzlinie, obwohl gleichartige quarzitisches Schichten ihnen vorausgehen und folgen. Bemerkenswerte Akzessorien dieser Gesteine zwischen 1142 und 1833 m sind Epidot, Turmalin, Disthen, Rutil, Magneteisen, Kupferkies, Schwefelkies (abgesehen von Granat, Hornblende, Kalkspat und Graphit).

### Gesteinsinhalt

Im Dünnschliff zeigt sich, dass die grünen Glimmerschiefer STAPFFS als Chloritschiefer, Hornblende-Chloritschiefer, Chloritgneise und chloritführende Hornblendeschiefer bezeichnet werden müssen. Das Gestein mit felsitischer, blassgrüner Grundmasse erweist sich als ein chloritführender plagioklasreicher Hornblende-biotitgneis. Die Quarzitschiefer entpuppen sich unter dem Mikroskop als Muskovitkarbonatgneise und Serizit-Karbonatgesteine. Die schwarzen Glimmerschiefer sind graphitführende Biotitserizitgneise oder Zoisitkarbonatgesteine. Die Hornblendegesteine sind mehrheitlich chlorit- und biotitführende Hornblendeschiefer und -gneise, Amphibolite und Hornblendekarbonatgneise.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Die mittlere Zone beginnt mit einem etwa 50 m mächtigen Horizont von Hornblendegneis, der nur kurz durch einen hornblendeführenden Chloritschiefer abgelöst wird. Nachher folgt ein mächtiger Horizont von grauem granatführendem Zweiglimmerschiefer, der sich durch zahlreiche Querbiotite auszeichnet. Dieses Gestein steht an bis 1430 m, wird aber von Zeit zu Zeit von 10 bis 20 m mächtigen Lagen von Hornblendegarbenschiefer, später auch von Hornblendegneisen unterbrochen. Bis ca. 1470 m herrscht ein Hornblendegneis mit zum Teil groben Hornblendegarben vor, welcher dann erstmals durch einen der dunkelgrauen Biotitserizitgneise abgelöst und bei 1530 m durch einen ca. 10 m mächtigen Horizont von erz- und epidotführendem Muskovitkarbonatgneis abgegrenzt wird. Anschliessend folgt ein granatführender Chloritgneis mit meist biotitisierten Hornblendegarben. Dieses Gestein liegt bis ca. 1705 m in ständiger Wechsellagerung mit dem vorher erwähnten Muskovitkarbonatgneis. Die einzelnen Horizonte sind oft gegen 20 m mächtig. Nur bei 1590 m wird die Serie durch eine etwa 5 m mächtige Lage von chloritführendem Amphibolit unterbrochen. Von 1705 bis 1735 m herrschen wieder Hornblendegneise vor, zur Hauptsache ein feinschiefri-

ger, fast phyllitischer Chlorithornblendeschiefer, der abgelöst wird durch einen quarzitischen Karbonatgneis. Im folgenden (bis 1800 m) steht ein sehr heller karbonatführender Gneis an, der ziemlich viel Erz führt. Er wird bei 1770 m kurz durch einen wenige Meter mächtigen Hornblendegarbenschieferhorizont unterbrochen. Es folgt nach 1800 m ein mehr als 5 m mächtiger Horizont eines epidotführenden Karbonatgneises, der abgegrenzt wird durch einen dunklen graphitführenden Biotitserizitgneis. Auf den dunklen graphitführenden Gneis (ca. 8 m mächtig) folgt eine 2—3 m mächtige Lage von Zoisit-Karbonatgestein, nachher ein Serizitkarbonatschiefer, der bei 1827 m einem 5 m mächtigen, dunklen graphitführenden Zoisitkarbonatschiefer Platz macht. Dieses typische dunkle Gestein begrenzt die Zone des Sasso Rosso gegen Norden.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass der *Quarzgehalt* der mittleren Zone zwischen 30 und 40% schwankt. Eine Ausnahme bilden die Hornblendegesteine, die oft bedeutend quarzärmer sind. Die Gneise führen recht unterschiedlich *Plagioklas* (15—40%). Das Plagioklas/Quarz-Verhältnis zeigt entsprechend grosse Schwankungen. Albitoligoklas tritt gegenüber dem Oligoklas und Andesin merklich zurück. Der immer zersetzte Feldspat bildet mit dem Quarz zusammen eine meist feinkörnige typische Mosaikstruktur. Nur gegen das nördliche Ende der mittleren Zone (in den Karbonatgesteinen) ist der Plagioklas wieder diffus amöbenartig ausgebildet.

*Biotit* ist bedeutend spärlicher verbreitet als in der Nelvazone. Sein Gehalt überschreitet 25 Volumenprozent nicht. Meist schwankt er um 10—15%. In etlichen Gesteinstypen fehlt Biotit überhaupt. Nicht selten ist er vollkommen frisch. Sein Pleochroismus ist in den meisten Fällen nicht ausgeprägt. Parallel  $n_y$  ist die Absorptionsfarbe meist hellbraun. In den Karbonatgesteinen am Ende der mittleren Zone wird sie sogar blassgelb. *Muskovit-Serizit* tritt ebenfalls zurück. Der Gehalt ist nie höher als 20%. In den Hornblendegesteinen fehlt er ganz. Meist handelt es sich um Serizit. *Chlorit* ist öfters primär und kommt in den meisten Gesteinen vor. Gelegentlich überschreitet sein Anteil 40 Volumenprozent, schwankt aber sonst zwischen 7—15%. Frei von Chlorit sind fast nur die Karbonatgesteine.

Der häufig recht hohe *Hornblendegehalt* ist kennzeichnend für die mittlere Zone. In einigen Gesteinen schwankt er zwischen 50 und 75%. Hornblende erscheint im Dünnschliff meist gut idiomorph. Einschlüsse

sind öfters nur spärlich vorhanden und sind zum Grossteil beliebig angeordnet. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  ist dunkelgrün, sehr selten hellgrün. Interessant, und nur auf diesen Abschnitt beschränkt, ist das Auftreten von farbloser Hornblende. Die normalen grünen Hornblendekristalle gehen dabei randlich in eine farblose, faserig-strahlige Varietät über. *Granat* kommt nicht mehr in allen Gesteinen vor. Sein Durchmesser ist meist kleiner als 3 mm. Eine Ausnahme bildet der Chloritschiefer bei Tm. 1680, in welchem der Granat einen Durchmesser von 1,2 cm aufweist. Die Granate sind oft idiomorph, haben viele Einschlüsse, welche bald parallel zur Schieferung, bald s-förmig verlaufen. Entsprechend sind die Kristalle teils während, teils nach der Bewegungsphase kristallisiert.

Die *Akzessorien* zeigen folgende Verhältnisse: Häufig tritt Zoisit-Epidot auf. Apatit tritt etwas zurück. Pyrit und Magnetit sind in praktisch allen Gesteinen vorhanden. Disthen wurde nur in zwei Fällen beobachtet. Staurolith ist ebenfalls sehr selten. Neu für diese Zone sind Rutilkörner und typisch ist das gelegentlich massiv auftretende graphitische Pigment.

Im Dünnschliff erscheint ein Grossteil der Gesteine undeutlich oder verworren schiefrig. Gute Schieferung zeigen unter dem Mikroskop fast nur die Karbonatgesteine am Ende der mittleren Zone.

### Textur und Regelung

Die Hornblende ist nur schlecht eingeregelt. Biotit ist oft nesterweise angehäuft, vor allem im südlichen Teil der mittleren Zone. Auch Quenbichtite sind recht verbreitet, besonders im graphitführenden Biotitserizitgneis. Die Lineation der Glimmer ist überall sehr deutlich. Im Chlorithornblendeschiefer von Tm. 1715 ist eine Wellung erkennbar, welche fast senkrecht zur allgemeinen Lineation in E-W Richtung verläuft.

#### c) PONTINOZONE (1833 bis 2808 m, ab SP)

### Einleitung

Nach STAPFF (1880, S. 43 und 49) sind die typischen Gesteine dieses Schichtkomplexes (er rechnet allerdings auch die Zone von 2808—3178 m dazu, welche in der vorliegenden Arbeit aus auf S. 394 dargelegten Gründen abgetrennt wurde): felsitische Glimmerschiefer, Hornblendebergarten, grüner Glimmerschiefer. Im folgenden STAPFFS Beschreibung (zum Teil leicht gekürzt):

Der felsitische Glimmerschiefer besitzt eine weisse, graue oder hellgrüne, feinkörnige bis dichte Grundmasse, welche schuppiger oder schuppig-häutiger schwarzbrauner Glimmer dünn und eben schiefert. Fast nie fehlt ihm Hornblende, durch deren Überhandnahme er in Hornblendeglimmerschiefer oder Hornblendegestein übergeht. Granate sind nicht häufig; finden sich aber ein, sobald rötlicher oder graugrüner, meist häutiger Glimmer den schwarzbraunen schuppigen verdrängt. Es entstehen dann Amphibolgranatglimmerschiefer, welche bald mehr den grauen zwischen 90—1142 m, bald mehr den lauchgrünen zwischen 1142 und 1833 m entsprechen, aber feldspatreichere Grundmasse besitzen.

An die grauen Glimmerschiefer schliessen sich feldspathaltige Quarzitschiefer, welche zarten, silberweissen und braunen Glimmerschüppchen dünne und ebene Schieferung verdanken, stets Schwefelkies, mitunter verflossene Granate und Hornblendestrahlen führen.

Die Hornblendegesteine lassen sich (von den Hornblendeglimmerschiefern abgesehen) in grobkörnige Amphibolite, Diorite und Hornblendeschiefer trennen. Erstere bestehen fast nur aus kurzen dicken, verwachsenen schwarzgrünen Hornblendestrahlen; die spärlichen Zwischenräume sind mit Quarz, Albit und grünem feinschuppigen Glimmer erfüllt. In den dioritischen Varietäten liegen Hornblendesäulen mehr vereinzelt kreuz und quer in feinkörniger bis dichter weisser oder grauer Grundmasse. Die von 2585 m an vorherrschenden Hornblendeschiefer sind zusammengefilzte Gemenge aus quarzitischer (felsitischer) Grundmasse, Hornblendenadeln, schwarzen und grünen Glimmerschüppchen (Chlorit, Epidot). Viel häufiger als die eben aufgezählten Typen von Hornblendegestein sind Übergänge derselben unter sich und in Hornblendeglimmerschiefer. Erwähnenswert sind noch die kalkführenden Schichten. Es sind hornblendehaltige quarzitisch-felsitische Gesteine mit braunem und grünem Glimmer (Chlorit).

Charakteristisch für die hier aufgezählten felsitischen Glimmerschiefer und Hornblendegesteine ist der endlose Wechsel dünner Schichten weniger Bergarten, welche man zusammengekommen einem einzigen Gestein vergleichen könnte, das aus riesigen Lamellen von Felsitglimmerschiefer und Hornblendegesteinen besteht.

Als bezeichnende akzessorische Mineralien dieses Schichtenkomplexes sind Epidot, Titanit, Rutil, Magneteisen und Magnetkies anzuführen.

### Gesteinsinhalt

Unter dem Mikroskop erweisen sich die felsitischen Glimmerschiefer STAPFFS als granat-, hornblende-, serizit- oder/und chloritführende Biotitgneise, als Serizitbiotitgneise und etwas seltener als Biotitserizitschiefer. Der feldspathaltige Quarzitschiefer ist ein Serizitquarzit mit 4% Plagioklas. Die grobkörnigen Amphibolite STAPFFS bleiben auch bei mikroskopischer quantitativer Untersuchung Amphibolite (erz-, chlorit- und biotitführende). Die dioritischen Varietäten erweisen sich als chloritführende Hornblendegneise. Die zusammengefilzten Hornblendeschiefer sind dunkel-schwarzgrüne, feinnematoblastische oft chlorit- und epidot-

reiche Hornblendeschiefer. Die kalkführenden Schichten sind bald als biotitführende Chloritkarbonatgesteine bald als Zoisit-Epidotkarbonatschiefer ausgebildet.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Gleich zu Beginn der nördlichen Zone haben wir noch eine intensive Wechsellagerung von quarzreichem Serizitkarbonatgestein und muskovitführendem Karbonatbiotitgneis, nur kurz bei 1841 m durch Chloritgneis unterbrochen. Anschliessend herrscht Karbonatbiotitgneis vor bis 1865 m, wo er bis 1870 m durch quarzreichen Glimmerschiefer abgelöst wird. Bei 1870 m setzt ein chlorit- und hornblendeführender Biotitserizitschiefer ein, der schöne Hornblendegarben führt. Er wird später bei 1885 m durch einen mehrere Meter mächtigen Hornblendegneis ersetzt, der bis 1970 m immer wieder in 3—5 m oder noch mächtigeren Horizonten auftritt und wechsellagert mit einem hornblende- und epidotführenden Biotitgneis, welcher aber nur vorherrschend ist im Bereich zwischen 1920 und 1940 m. Bei 1940 m tritt nochmals ein Horizont des ersteren auf; er ist nur etwa 5 m mächtig, führt aber schöne Hornblendegarben.

Hornblende- und epidotführender Biotitgneis wechsellagert im Bereich zwischen 1970 und 1985 m intensiv mit Epidot-Hornblendeschiefer. Die betreffenden Lagen sind meist weniger als 1 m mächtig. Dann tritt wiederum bis etwa 2010 m ein Chloritgneis auf, den wir in der gleichen Art vor allem aus der mittleren Zone kennen.

Bis 2025 m folgt eine Serie von hornblendeführenden Granatglimmerschiefern und Biotitserizitschiefern (übrigens ein ganz ähnliches Gestein, wie es HAFNER (1958, p. 328) westlich Motto Bartola bei Pt. 1551 als Trenngestein zwischen der Motto di Dentro- und Nelvazone beobachtet hat).

Von 2025 bis 2030 m folgt eine Zone mit biotit- und chloritführendem Hornblendegneis, der sich bis 2090 m immer wieder in schmalen Lagen in granat-, hornblende- und serizitführendem Biotitgneis und granatführendem Biotitserizitschiefer einschaltet. Der eben erwähnte biotit- und chloritführende Hornblendegneis (er führt kleine Hornblendesäulen von 1 cm Länge und einem Durchmesser von 1—1,5 mm, welche wir im Gestein drin stehen) bildet einen von 2090 m bis 2170 m anhaltenden mächtigen Horizont, der nur in einem kurzen Stück bei 2160 m unterbrochen wird durch einen erz- und biotitführenden Hornblendegneis (nach STAPFF sogen. dioritische Varietät) mit nur wenigen groben, unregelmässigen Hornblendeporphyroblasten. Nach 2170 m wird der erz-

und biotitführende Hornblendegneis vorherrschend, immer wieder mit dem vorhergehenden etwas feineren biotit- und chloritführenden Hornblendegneis wechsellagernd. Selten treten schmale Horizonte von granatführendem Biotitgneis auf. Der erz- und biotitführende Hornblendegneis ist das vorherrschende Gestein bis 2260 m, wo es abgelöst wird durch einen sehr feinschiefrigen Chlorithornblendeschiefer.

Zwischen 2280 und 2400 m herrscht ein plagioklasreicher und karbonatführender Biotitgneis (zuweilen zum biotitführenden Karbonatgneis werdend) vor. Anschliessend tritt ein chlorit- und biotitführender Amphibolit auf, der bis 2440 m anhält und dort durch einen epidotführenden Serizitbiotitgneis unterbrochen wird bis 2455 m. Dasselbst macht er einem epidotführenden Biotitgneis Platz, der bei 2457 m kurz abgelöst wird durch einen etwa 3—4 m mächtigen Hornblendeschiefer bis Hornblendegneis. Bis 2480 m und ab 2490 bis 2615 m bleibt der epidotführende Serizitbiotitgneis das vorherrschende Gestein. Es wird insbesondere bei 2560 m durch einige mächtige Lagen von Epidot-Hornblendeschiefer unterbrochen und auch zwischen 2580 und 2595 m durch einen hornblendeführenden Biotitserizitgneis abgelöst, der Hornblendegarben zeigt.

Ab 2615 m tritt immer häufiger ein granatführender Serizitquarzit auf, der einige biotitisierte Hornblendegarben führt. Dieser Serizitquarzit tritt zuletzt auf bei 2710 m. Dazwischen wird er häufig unterbrochen durch hornblende- und serizitführenden Biotitgneis, so bei 2630 m durch einen etwa 15 m mächtigen Horizont. Auch Chloritserizithornblendebiotitschiefer mit kleinen Granaten finden sich immer wieder in Zwischenlagen. Bei 2685 m tritt eine 15 m breite Lage mit einem karbonat- und hornblendeführenden Biotitgneis auf, der abgelöst wird durch einen 15 m mächtigen Horizont des hornblende- und serizitführenden Biotitgneises mit groben, etwas verdrehten Hornblendegarben und grossen über 1 cm Durchmesser aufweisenden, stark xenoblastischen Granaten. Dieses Gestein tritt im Bereich von 2720 m nochmals auf.

Anschliessend haben wir eine Wechsellagerung von meist nur wenige Meter mächtigen Lagen von biotitführendem Epidotkarbonatschiefer, chlorit- und epidotführendem Biotitkarbonatgneis und chlorit- und serizitführendem Biotitgneis, ferner von karbonat-, erz- und chloritführendem Amphibolit und biotitführendem Chlorit-Karbonatgestein. Die betreffenden Horizonte sind meist nur wenige Meter mächtig. Bei 2785 m kommen zum letzten Mal Hornblendegarben vor.

Die Grenze zwischen Tremola- und Prato-Serie ist nur eine mittelbare Grenze. Sie ist definiert durch das nördlichste Auftreten von Hornblende-



garbenschiefer. Die Grenze wird gelegt im Bereiche von 2800 m. Sie ist nicht ausgesprochen scharf und kann nur auf einige Dutzend Meter genau bestimmt werden.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

In den Gesteinen der nördlichen Zone schwankt der *Quarzgehalt* im allgemeinen zwischen 25 und 50%. Mit Ausnahme der Hornblendeschiefer sind fast alle Gesteine recht feldspatreich. Sie führen meist 20 bis 40% *Plagioklas*. Das Plagioklas/Quarz-Verhältnis ist wie überall Schwankungen unterworfen. Sein Schwerpunkt liegt bei 0,5—0,75 (nicht selten aber bedeutend höher als 2,0). Mehr als zwei Drittel der Plagioklasse sind Andesin (seltener Oligoklas). Der Rest ist Albitoligoklas. Bei den Strukturen herrscht ein deutliches Nebeneinander (zum Teil im gleichen Gestein) von diffus-amöbenartigen Individuen und mosaikartig mit Quarzkörnern verwachsenem Plagioklas. Zur Hauptsache sind die Plagioklasse frisch, nur bei netzartig über das Gestein verteilten Mosaikstrukturen kann eine Zersetzung festgestellt werden.

*Biotit* ist in fast allen Gesteinen vertreten (Ausnahme: gewisse Hornblendeschiefer) und nimmt 5—25% des Volumens ein (Schwerpunkt bei 10%). Der Biotit ist nur selten frisch. Chloritisierung unter Sagenitabscheidung ist aber sehr selten. Zur Hauptsache weist der Biotit eine grünbraune Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  auf. Öfters ist sie aber auch hellbraun. Ein Grossteil des Biotites ist als Querbiotit ausgebildet. *Muskovit-Serizit* tritt wieder häufiger als im vorhergehenden Abschnitt auf. Es ist immer feinschuppiger Serizit. In den Hornblendegesteinen tritt er nur sehr selten auf. Sein Gehalt (wenn überhaupt vorhanden) schwankt um 15%. *Chlorit* ist in vielen Gesteinen vorhanden. Sein Gehalt überschreitet aber 5—15% nicht. Oft ist er primär gebildet.

Das für diese Zone kennzeichnende Mineral ist die *Hornblende*, welche nur in wenigen Gesteinen fehlt. In den Hornblendeschiefern und Amphiboliten sind meist mehr als 50% Hornblende vorhanden. In einigen Gneisen und Glimmerschiefern beträgt der Gehalt um 15 Volumenprozent. Nicht selten ist die Hornblende frisch. In mehr als der Hälfte der Hornblendegesteine ist sie gut idiomorph und erscheint auch im Dünnschliff geregelt. Auch sind diese Kristalle dann immer frei von Einschlüssen. In den xenoblastischen Hornblenden hingegen sind die Einschlüsse zahlreich. Sie liegen dann meist parallel zur Schieferung. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_\beta$  und  $n_\gamma$  ist meist grün, seltener bläulichgrün und noch seltener hellgrün. *Granat* tritt in vielen Gesteinen auf. Sein Durchmesser überschreitet 0,7 cm nicht. Häufig ist er 2—3 mm gross. Die Granate

sind oft idiomorph, haben zum Teil viele Einschlüsse, welche fast ohne Ausnahme parallel zur Schieferung angeordnet sind. Sie scheinen meist erst nach der Bewegungsphase gewachsen zu sein.

*Karbonat* ist fast überall akzessorisch vorhanden. In einzelnen Fällen nimmt es über 10% des Volumens ein. In den Karbonatgesteinen an der Grenze gegen die Pratoserie schwankt der Anteil zwischen 40 und 70% Karbonat. Der Epidot-Zoisitgehalt überschreitet nur in wenigen Fällen 5%.

Die *Akzessorien* sind: Apatit, Rutil, Epidot, Zoisit, Magnetit, Pyrit und Karbonat. Nur selten ist etwas Turmalin vorhanden. Zirkon wurde nur in einem Schliff an der Grenze zur Pratoserie gefunden.

### Textur und Regelung

Die Glimmer zeigen wieder eine gute bis ausgezeichnete Regelung. Die Hornblendegarben sind wie immer kaum orientiert. Die kurzen gedrungenen Hornblendesäulen durchstossen das Gestein recht häufig quer zur Schieferung. Dennoch kann man auf den Schieferungsflächen gelegentlich eine bevorzugte Orientierung der Hornblenden feststellen. Je grösser die Hornblendekristalle aber sind, um so weniger ordnen sie sich parallel zur allgemeinen Lineation ein. Nur selten treten recht feinschiefrige Gesteine auf. Der Chlorithornblendeschiefer bei 2260 m, der ein feinfilziges Gewebe von Hornblendestengeln aufweist, ist das südlichste Gestein des Gotthardtunnels, das eine ganz strenge Regelung der Hornblendestengelchen zeigt. Auch der biotitführende Hornblendeschiefer bei 2482 m weist ein feinfilzig ausgebildetes Gewebe von Hornblende auf, dessen Kristalle streng parallel zur Glimmer-Lineation geregelt sind. Zwischenhinein treten wieder Gesteine auf mit wirren Hornblendegarben. Nur in einem Fall zeigt sich eine bevorzugte Anordnung der Hornblendegarben in Richtung der Lineation. Der Amphibolit bei 2750 m zeigt wiederum eine wirre Anordnung der dicken Hornblendesäulen.

Die Schieferung ist allgemein nicht so ausgeprägt infolge der zurücktretenden Glimmer; eine Ausnahme ist der Chlorithornblendeschiefer. Recht oft haben die Gesteine massigen Charakter und brechen unregelmässig. Besonders typisch ist das für die Gesteine, welche Hornblendegarben führen.

### 2b) Profil über dem Gotthardtunnel (II)

Direkt über der Tunnelachse wurde ein Profil geschlagen, das im Bereich der Tremolaserie etwa 40 Handstücke umfasst. Eine Korrelier-

rung mit den Tunnelaufschlüssen ist indessen nicht so einfach, weil die Aufschlüsse an der Oberfläche zum Teil grosse Lücken aufweisen, die Wahl der Handstücke oft dem Zufall überlassen ist und weil viele Gesteinshorizonte offenbar nicht bis zur Tunnelachse durchgehen. Im folgenden werden die an der Oberfläche aufgeschlossenen Gesteine, entsprechend der im Tunnel vorgenommenen Unterteilung, ebenfalls in drei Abschnitten kurz besprochen.

a) NELVAZONE (Höhenquote 1150—1600 m, entsprechend 90—1142 m ab Südportal im Tunnel)

### Gesteinsinhalt

Vorherrschend scheinen in dieser Zone Gneise zu sein, und zwar biotitführende Muskovitgneise, hornblende- oder granatführende Zweiglimmergneise, Biotit-Muskovitgneise, hornblende-, muskovit-, chlorit- oder karbonatführende Albitoligoklasgneise.

In zweiter Linie sind Schiefer vertreten, welche als biotit- oder granatführende Muskovitschiefer, granat- und pigmentführende Biotitschiefer oder chloritführende Hornblendebiotitschiefer ausgebildet sind. Ganz zurück treten die Hornblendegesteine, welche sich als chloritführende Hornblendeschiefer erweisen.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

In den untersten Aufschlüssen bei Quote 1220 m steht ein biotitführender Muskovitgneis an, der weiter oben zum Teil in Muskovitschiefer übergeht und bis ca. Höhe 1300 m anhält. Bei Höhe 1235 m wird er kurz durch einen hornblendeführenden Zweiglimmergneis mit 3—5 cm langen, dicksäuligen Hornblendeporphyroblasten abgelöst.

Die Gesteine dieser untersten Zone wurden von früheren Autoren (PREISWERK 1918, p. 61, HEZNER 1909, p. 164) als „Psephit“- oder „Konglomeratgneis“ bezeichnet. Tatsächlich kann bei Koordinate 689.290/154.000 in einem wahrscheinlich anstehenden Gestein ein geröllartiger Einschluss beobachtet werden, dessen Schieferung nicht mit derjenigen des Nebengesteins übereinstimmt. Ferner führen die erwähnten Muskovitgneise und -schiefer häufig 1—3 cm grosse, eckige oder mehr ausgewalzte Einschlüsse (Trümmer?) eines quarzitisches Gesteins. Es scheint sich aber um Bruchstücke von ehemaligen Quarzadern oder -linsen zu handeln.

Bei Quote 1350 m tritt ein granat-, pigment- und serizitführender

Biotitschiefer bis -gneis auf. Auf Höhe 1420 m wurde ein chloritführender Hornblendeschiefer beobachtet, der in schmalen Horizonten wechselagert mit Glimmerschiefern und Glimmerquarziten. Dieses Gestein wird bei Quote 1455 m durch einen hornblende-, muskovit- und chloritführenden Albitoligoklasgneis gelöst, dem bei 1480 m ein massiger karbonatführender Albitoligoklasgneis folgt.

Wenige Meter darüber tritt ein Granathorizont auf ( $\varnothing$  der Granate 1,5—2 cm). Anschliessend steht ein granat- und chloritführender Hornblendebiotitschiefer an, wobei die Hornblende wiederum in Lagen angereichert ist. Es folgt ein Horizont, der viel Granat führt und bei 1510 m in einen granat- und karbonatführenden Zweiglimmergneis übergeht. Bei 1555 m tritt ein granatführender Zweiglimmergneis auf, dessen meist idiomorph ausgebildete Granate einen Durchmesser von 1—1,5 cm aufweisen. Auf Höhe 1595 m ist ein feinschiefriger granatführender Muskovitschiefer aufgeschlossen.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein relativ konstanter *Quarzgehalt* von durchschnittlich 40—50 Volumenprozent. Die Gneise sind etwas ärmer an *Plagioklas* als die entsprechenden Gesteine im Tunnel. Etwa die Hälfte der Plagioklase sind Albitoligoklas, die andere Hälfte sind Andesin oder Oligoklas. Der nur gelegentlich frische Plagioklas kristallisiert oft diffus amöbenartig und zeigt in seltenen Fällen myrmekitische Ausscheidung von Quarz. Auch Mosaikstruktur tritt ab und zu auf.

*Biotit* ist fast überall vorhanden (der Gehalt schwankt zwischen 12 und 50%). Er ist meist chloritisiert und zeigt grünbraune neben dunkelbrauner und selten hellbrauner bis blasser Absorptionsfarbe parallel  $n_\gamma$ . *Muskovit-Serizit* (12—50 Volumenprozent), häufig als Muskovit ausgebildet, ist ein typischer Gemengteil für die südliche Zone. *Chlorit* ist fast überall vorhanden, meist sekundär und überschreitet 7 Volumenprozent nicht.

Die *Hornblende* ist durchwegs zersetzt, hat meistens viele Einschlüsse, welche gelegentlich im Kern konzentriert sind und vielfach parallel zur Schieferung angeordnet sind. Die Kristalle sind stark xenoblastisch. Die Hornblende geht (vor allem gegen die Grenze zur mittleren Zone) öfters randlich in eine strahlige eisenfreie Varietät über. Die *Granate* haben eine mässig idiomorphe Gestalt, führen viele Einschlüsse, welche zum Teil gerollt sind aber auch parallel zur Schieferung liegen.

Die typischen *Akzessorien* für die südliche Zone sind: Staurolith,

Sagenit, Turmalin, Orthit und etwas Disthen. Ferner kommen auch Apatit, Magnetkies, Zirkon, Zoisit und Epidot, seltener Pyrit, Limonit und Hämatit vor.

### Textur und Regelung

Die Glimmer sind immer gut geregelt, auch wenn die meisten Gesteine massig erscheinen und unregelmässig brechen. Die Hornblende ist durchwegs wirr gewachsen.

b) ZONE DES SASSO ROSSO (Höhenquote 1600—1950 m, entsprechend Tm. 1142—1833 ab Südportal)

### Gesteinsinhalt

Typisch für diese Zone sind Hornblendegesteine, welche meist als chloritführende Hornblendeschiefer, oft mit schönen Hornblendegarben vorliegen. Selten tritt Hornblendegneis auf. Das einzige aufgeschlossene hornblendefreie Gestein ist ein Muskovitalbitoligoklasgneis.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Zu Beginn der mittleren Zone, bei Quote 1605, steht ein wenige Meter mächtiger granat- und chloritführender Hornblendebiotitgneis an. Im Hangenden folgt ein Horizont mit Muskovitalbitoligoklasgneis. Auf Höhe 1615 m treten erstmals im Oberflächenprofil grosse Hornblendegarben auf. Bei 1695 m kommt ein Hornblendechloritschiefer mit groben, kurzen Hornblendegarben vor, der mit einem Chlorithornblendeschiefer (meist längere Hornblendesäulen führend) wechsellagert. Anschliessend wurde ein hornblendeführender Granatglimmerschiefer beobachtet.

Auf Höhe 1725 m folgt im Profil ein chlorit- und granatführender Hornblendeschiefer, der durch die ausgezeichnete Regelung der Hornblendegarben (parallel der N-S Lineation) auffällt. Im Hangenden geht das Gestein in einen Hornblendeglimmerschiefer über.

Im Gebiete des Sasso Rosso (also ca. 100 m östlich der Tunnelachse) auf 1760 m steht ein Chlorit-Hornblendeschiefer an, der in dünnen 2—3 cm mächtigen Lagen wechsellagert mit einem hellen Oligoklasgneis. Zuweilen durchschwärmt die hornblendereiche Art das Gestein auch in diffusen Formen, schräg und quer zur Schieferung.

Bei 1760 m über der Tunnelachse tritt ein granatführender Hornblendechloritschiefer auf, in welchem die Hornblendegarben eine etwas weniger ausgeprägte Regelung zeigen. Dieses Gestein wird bei 1785 m durch einen Hornblendeglimmerschiefer mit schmalen über 5 cm langen

Hornblendestengeln abgelöst. Auf Quote 1805 folgt ein gelbgrün anwitternder, limonitführender Hornblendeschiefer. Wenige Meter darüber liegt ein Horizont mit Hornblendeglimmerschiefer, der bei 1840 m in einen lagigen Hornblendegarbenschiefer übergeht.

Bei 1885 m herrscht ein epidotführender Biotit-Chlorithornblendeschiefer vor. Das Gestein ist zum Teil lagig. Die Hornblenden sind aber auch in linsenförmigen Aggregaten konzentriert. Ausgesprochen schöne Hornblendegarben können auf Höhe 1920 beobachtet werden. Bei 1935 m steht ein Epidot-Hornblendeschiefer an, knapp darüber ein Horizont mit gutgeschichtetem (zuckerkörnigem) Chloritamphibolit, der bei 1950 m wieder in einen Hornblendeglimmerschiefer übergeht.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Im Dünnschliff zeigt sich, dass der *Quarzgehalt* zwischen 5—60% schwankt. Der *Plagioklas* (es ist mehrheitlich Andesin bis Oligoklas) tritt zurück. Er ist mosaikartig mit dem Quarz verwachsen und meistens zersetzt. Nur selten treten grössere idiomorphe Kristalle auf.

*Biotit* fehlt in vielen Gesteinen. Er ist parallel  $n_y$  meist dunkelbraun, selten hellbraun. Querbiotit kommt nur spärlich vor. Der *Kaliglimmer* ist als Muskovit bis Serizit ausgebildet, fehlt aber ebenfalls in vielen Gesteinen. *Chlorit*, zum grossen Teil primär, ist ein typisches Mineral für diese Zone. Öfters kommen mehr als 25% vor.

Ebenso typisch ist die *Hornblende*, welche oft 50% oder mehr umfasst. Die Kristalle sind teilweise gut idiomorph, oft aber auch völlig fremdgestaltig. Einschlüsse sind meist zahlreich, gelegentlich im Kern besonders angereichert und liegen zur Hauptsache parallel zur Schieferung. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  ist bläulichgrün, selten hellgrün. Die Hornblenden sind nicht selten gut bis deutlich eingeregelt. Öfters gehen sie randlich in eine strahlige, eisenfreie Hornblende über. *Granat* kommt nicht in allen Gesteinen vor. Der Durchmesser überschreitet 0,6 cm nicht. Meist ist der Granat xenoblastisch. Die Einschlüsse liegen parallel zur Schieferung.

Die *Akzessorien* sind Apatit, Zoisit, Epidot, Limonit, etwas Magnetkies, Pyrit, Hämatit, selten Staurolith, Zirkon und Rutil. Es fehlen Sagenit, Turmalin, Orthit und Disthen.

### Textur und Regelung

Im Dünnschliffbereich ist das Gestein meist deutlich bis gut schiefrig, vereinzelt auch lagig. Glimmer sind in diesem Abschnitt etwas spärlich



verbreitet. Ihre Lineation ist daher auch weniger deutlich sichtbar. Hingegen sind die Hornblendekristalle, und zwar auch die Garben, oft bevorzugt und teilweise streng parallel zur Nord-Süd verlaufenden Lineation orientiert. Die Gesteine sind wegen der spärlichen Glimmer nicht besonders gut schiefrig.

c) PONTINOZONE (Quote 1950 bis 2375 m, entsprechend Tm. 1833—2808 ab Südportal)

### Gesteinsinhalt

In der nördlichen Zone sind zur Hauptsache Biotitgneise, Zweiglimmerschiefer, Hornblendeschiefer und auch Silikat-Karbonatgesteine aufgeschlossen.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Bei 1980 m steht ein epidotführender Biotitgneis an, der auf Rutschharnischflächen Hornblendegarben führt. Dieses Gestein hält bis 2055 m an. Es wird nur ab und zu durch wenig mächtige Lagen von Hornblendeschiefer unterbrochen. Dann tritt ein biotitführender Plagioklasgneis auf, der gelegentlich kleine Hornblendelinsen einschliesst oder ab und zu wechsellagert mit metermächtigen, hornblendereichen Horizonten. Typisch sind in diesem Gestein auch die konkordant eingelagerten Quarzaugen.

Bei Quote 2136 m herrscht ein biotitführender Muskovitschiefer vor, der gelegentlich von zentimeterbreiten hornblendereichen Lagen durchzogen wird. Auf 2175 m steht ein granatführender Zweiglimmerschiefer an, der schmale, langgezogene unregelmäßige Hornblendegarben zeigt. Dieses Gestein steht in Wechsellagerung mit Granatglimmergneis. Ab 2190 m ist das Vorkommen von Hornblendegarben auf gewisse Horizonte beschränkt. Bei 2195 m tritt eine schmale Lage von feinnematoblastischem, erz- und epidotführendem Hornblendeschiefer auf.

Auf der Höhe 2230 m wurde ein chloritführender Zweiglimmerschiefer, welcher immer wieder von schmalen Hornblendehorizonten durchzogen wird, angeschlagen. Bei 2255 m tritt ein soresciagneisähnlicher, epidotführender Biotitgneis auf, der ab und zu spärlich Hornblende führt und der bei 2275 m durch einen chloritführenden Karbonatbiotitepidotschiefer abgelöst wird.

Bei 2325 m steht ein karbonatführender Chlorit-Hornblendeschiefer an mit groben ineinander verfilzten Hornblendeporphyroblasten. Dieses

harte, massige Gestein bildet einen mächtigen Horizont. Ab und zu sind in schmalen Lagen Granate angereichert. Auf Quote 2360 m treten schöne 12 cm lange Hornblendegarben auf, welche zum Teil geregelt erscheinen. Bei 2365 m, an der Grenze gegen die Pratoserie, steht ein biotitführender Chlorithornblendeschiefer an.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Der *Quarzgehalt* schwankt in der nördlichen Zone zwischen 25 und 50%. Der *Plagioklasgehalt* der Glimmerschiefer ist meist nahe 15%. Bei den Gneisen überschreitet er 30% kaum. Es handelt sich meist um Andesin, seltener um Oligoklas. Neben Mosaikstruktur treten auch Übergänge zu diffus amöbenartigen Kristallisationen auf. Gegen die Grenze zur Pratoserie kommen öfters grosse, idioblastische und ziemlich frische Plagioklaskristalle vor.

Der *Biotit* ist wieder regelmässiger vertreten. Sein Anteil umfasst meist 10—20%. Nicht selten ist er frisch. Parallel zur Spaltbarkeit herrscht dunkelbraune Absorptionsfarbe vor. *Muskovit* fehlt des öfters. Sein Anteil überschreitet 25% nicht. Der meist primäre *Chlorit* ist fast stets vorhanden, wird aber erst gegen die Pratoserie hin bedeutend, wo er zwischen 7 und 25% schwankt.

*Hornblende* fehlt oft, nimmt in gewissen Lagen aber um 50% des Volumens ein. Besonders ist sie gegen die Grenze zur Pratoserie angereichert. Die meist frischen Hornblendeschiefer sind mässig idioblastisch, arm an Einschlüssen, welche parallel zur Schieferung angeordnet und in einem Fall sogar etwas gerollt sind. *Granat* ist nicht in allen Gesteinen verbreitet. Der grösste Durchmesser beträgt 0,8 cm. Die Kristalle sind höchstens mässig idioblastisch, zeigen wenig Einschlüsse, welche parallel zur Schieferung liegen. Der Granat ist zum Teil zerbrochen.

An *Akzessorien* treten auf: Apatit, Epidot, Karbonat (gegen die Grenze zur Pratoserie hin), Magnetkies und Limonit. Ganz selten wird Sagenit und Zirkon angetroffen. Es fehlen Turmalin, Disthen, Staurolith und Orthit.

### Textur und Regelung

Die Textur im Dünnschliff ist typisch lagig. Im Feld zeigen die Glimmer die übliche Nord-Süd Lineation. Die Hornblendeschiefer sind mit Ausnahme des feinnematoblastischen Hornblendeschiefers auf Höhe 2195 m, wo die Lineation der feinen Hornblendestengel ausgezeichnet parallel zur Glim-

merlineation verläuft, meist unregelmäßig. Hingegen zeigt sich auf Rutschharnischflächen bei Quote 1980 m und 2190 m eine offensichtliche Orientierung der Hornblendestengel in der Bewegungsrichtung. Die Gesteine sind besser schiefzig als in der mittleren Zone.

### 3. Profil am Riale di Nelva (III)

Eine analoge Dreiteilung wie beim Gotthardtunnel rechtfertigt sich auch beim Profil des Riale di Nelva.

#### a) NELVAZONE (Quote 1505—1670 m)

##### Gesteinsinhalt

Diese Zone besteht vorwiegend aus phyllitischen Granatglimmerschiefern. Weniger bedeutend sind Quarzite und Gneise. Nur auf schmale Horizonte beschränkt sind Hornblendegneise.

##### Makroskopische Beschreibung des Profils

Das erste sicher zur Tremolaserie gehörende Gestein steht bei 1505 m an und ist ein Biotit-Serizitphyllit mit vielen Querbiotiten. Es folgt ein massiger Biotit-Serizitgneis, der mit Granatserizitphyllit wechsellagert und bei 1508 m durch einen Chloritserizitschiefer abgelöst wird, der schmale Lagen mit Hornblendeporphyrblasten oder groben Granaten führt. Auf Höhe 1515 m folgt ein chloritführender Biotitgneis, bei 1530 m ein Biotit-Hornblendegneis mit groben, wirren Hornblendeporphyrblasten.

Ab 1540 m herrscht Biotit-Serizitgneis vor, der bei 1555 m infolge höheren Serizitgehaltes schiefziger wird und auch kleine Granate von 2—3 mm Durchmesser führt. Auffallend ist ein ca.  $\frac{1}{2}$  m mächtiger, schwarzgrauer Horizont von graphitführendem Serizitphyllit bei Quote 1550 m.

Auf Höhe 1560 m steht ein granatführender Serizitphyllit ( $\varnothing$  der Granate 1,2 cm) an, der in feinen, oft etwas verwurzelten Lagen wechsellagert mit Serizitgneisquarzit. Darauf folgt ein Horizont massigen Serizitquarzites, welcher bei 1570 m wieder in Granatserizitphyllit übergeht. Dieser letztere herrscht nun bis zur Quote 1670 m (Grenze zur mittleren Zone) vor. Er führt in Lagen gelegentlich Hornblende. Bei 1585 m wird

er durch einen Horizont von Karbonatserizitschiefer unterbrochen. Ebenso tritt bei ca. 1615 m ein etwa 15 m mächtiger Horizont eines Chlorit-Hornblendegneises auf, der in Wechsellagerung steht mit einem hellen Gneis.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Die südliche Zone zeigt einen stark wechselnden *Quarzgehalt* (10—75%) und führt im allgemeinen weniger als 10% *Plagioklas* (Albitoligoklas, seltener Andesin, ausnahmsweise Albit), der oft frisch ist und diffus amöbenartig kristallisiert. Der Plagioklas enthält unverdaute Quarz- und andere Einschlüsse. Er durchzieht das Gestein gelegentlich auch in einem netzartigen, meist zersetzten Gewebe.

*Biotit* ist fast überall vorhanden, nimmt aber kaum mehr als 10% des Volumens ein. Er weist dunkelbraune Absorptionsfarbe parallel zu den Spaltrissen auf, ist aber meist chloritisiert. *Muskovit-Serizit* ist das vorherrschende Mineral dieser Zone. Nicht selten überschreitet sein Gehalt 50%. Es ist ausschliesslich als Serizit ausgebildet. *Chlorit* ist meist spärlich verbreitet (weniger als 5%). Er ist nur selten primär.

*Hornblende* tritt nur sporadisch auf, Hornblendegarbenschiefer kommen nicht vor. Sie ist xenoblastisch und hat viele Einschlüsse, welche parallel zur Schieferung orientiert sind. Selten geht sie randlich in eisenfreie Hornblende über. Weitverbreitet und typisch sind die *Granate*, welche oft Durchmesser bis 1,5 cm aufweisen. Teilweise sind sie gut idioblastisch. Sie führen fast immer viele Einschlüsse, welche meist parallel zur Schieferung angeordnet und nur selten gerollt sind.

Typische *Akzessorien* für die südliche Zone sind: Sagenit, Turmalin, Staurolith, Disthen und Orthit. Weitverbreitet sind auch Apatit, Karbonat, Magnetkies und Limonit. Weniger häufig ist Zirkon, Rutil, Hämatit und Pyrit.

### Textur und Regelung

Im Dünnschliffbereich ist das Gestein meist deutlich geschiefert, ab und zu lagig und auch gefältelt. Die Lineation und die dazu parallele Fältelung der Serizitphyllite ist immer sehr deutlich zu beobachten. Sie verläuft in N-S Richtung. Deutlich ist die Lineation ebenfalls in den Gneisen wahrnehmbar. Die Hornblende hingegen liegt meist regellos im Gestein. Das Streichen und Fallen der Schichtflächen in der südlichen Zone ist unregelmässig, da das Gestein en bloc versackt ist.

## b) ZONE DES SASSO ROSSO (Quote 1670 bis ca. 1950 m)

## Gesteinsinhalt

Die mittlere Zone ist charakterisiert durch das massive Auftreten von Silikat-Karbonatgesteinen, Hornblendegesteinen und graphitführendem Glimmerschiefer. Von Bedeutung sind ferner auch Granatserizitphyllite und Quarzite.

## Makroskopische Beschreibung des Profils

Bei Quote 1670 m tritt ein chlorit- und biotitführender Hornblendeschiefer auf, der aber nur wenige Meter mächtig ist und dann einem karbonatführenden Biotit-Serizitphyllit Platz macht. Bei 1725 m steht ein grüngelb anwitternder, blättrig zerfallender Serizitphyllit an.

25 m weiter oben tritt ein helles, braungelb anwitterndes Gestein auf, das sich als zoisitführendes Serizit-Karbonatgestein erweist. Im Bachgraben des Riale Grande, der bei Quote 1505 m aus nordwestlicher Richtung in den Riale di Nelva einmündet, wird dasselbe Gestein bei Quote 1715 m getroffen; es wird schon nach wenigen Metern durch einen Zoisit-schiefer abgelöst, dem eine Serie von chloritführenden Gneisen, Chlorithornblendegarbenschiefen, grobporphyroblastischen Hornblendeschiefen und Serizitquarziten folgt. Im Graben des Riale di Nelva hält das auffällige Serizit-Karbonatgestein bis über 1780 m an, wo es von einem graphitführenden Karbonatquarzit überlagert wird.

Bis 1860 m herrschen dunkle graphitführende Granat-Biotitgneise und Zweiglimmergneise vor. Nur selten werden sie von zuckerkörnigem Chloritserizitschiefer unterbrochen. Bei 1870 m kommt ein auffälliger Granatserizitschiefer vor, mit Granaten bis zu 3 cm Durchmesser. Dieses Gestein ist intensiv vermengt mit konkordanten Quarzadern und -linsen von 5—15 cm Länge. Bei 1875 m wird das Gestein heller. Auf Höhe 1900 m folgt ihm ein graphitführender Hornblendebiotitgneis, dessen Mineralbestand von Dezimeter zu Dezimeter wechselt. Partien reich an Hornblendeporphyroblasten wechsellagern mit hornblendefreien Lagen, welche verrosteten Biotit führen.

Bis 1950 m treten verschiedene Arten von Hornblendegesteinen auf, bald graphitführender Biotitserizitschiefer mit Hornblendegarben, bald granatführende Hornblendebiotitgneise. Die Grenze zur nördlichen Zone kann infolge der Bodenüberdeckung nur abgeschätzt werden.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Unter dem Mikroskop fällt das Vorherrschen von saurem *Plagioklas* auf, der meist recht frisch ist und mosaikartig mit dem Quarz verwachsen ist.

*Biotit* kommt in den meisten Gesteinstypen vor, nimmt nicht selten bis zu 25% des Volumens ein und zeigt hellbraune Absorptionsfarbe parallel zur Spaltbarkeit. *Heller Glimmer*, fast ausnahmslos als Serizit ausgebildet, tritt gegenüber der südlichen Zone deutlich zurück. Oft fehlt er überhaupt. Immerhin wurde er in zwei Gesteinen zu über 25% ausgezählt. *Chlorit* ist häufig primär und deutlich verbreitet. Sein Gehalt schwankt zwischen 7 und 20%.

Die *Hornblende* kommt oft in grösserer Menge (40—50%) vor, kann aber auch fehlen. Hornblendegarben sind nicht selten. Meist ist die Hornblende vollkommen xenoblastisch und hat zahlreiche parallel zur Schieferung orientierte Einschlüsse. Die Farbe parallel  $n_\gamma$  wechselt zwischen bläulichgrün über grün zu hellgrün. *Granat* kommt in vielen Gesteinen vor. Mit einer Ausnahme ist er aber klein und oft nur mässig idio-blastisch. Öfters ist er zerbrochen und zeigt Streckungshöfe oder Stauungserscheinungen. *Karbonat* und *Zoisit* treten oft in grosser Menge auf (10—40%).

### Textur und Regelung

Im Dünnschliff sind die Gesteine dieser Zone oft nur undeutlich oder verworren schiefrig. Gute Kristallisationsschieferung wurde selten beobachtet. Nur ausnahmsweise sind die Gesteine gefältelt. In schiefrigen Typen kann wohl eine deutliche Lineation der Glimmer in N-S Richtung festgestellt werden, bei den massigeren Gesteinen fehlt sie jedoch oft ganz. Die Hornblendeschiefer, auch die garbenförmigen, sind kaum orientiert.

#### c) PONTINOZONE (Quote 1950—2380 m)

### Gesteinsinhalt

In dieser Zone treten zur Hauptsache Zweiglimmerschiefer und -gneise, sowie Hornblendeschiefer (oft garbenführend) und -gneise auf.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Das erste Gestein der nördlichen Zone ist bei Quote 2010 m aufgeschlossen. Es ist ein granatführender heller Zweiglimmerschiefer, der bis



über 2080 m anhält und bei 2100 m in ein massiges Serizitalbitgestein übergeht. Bei 2105 m kommt ein Hornblendegarbenschiefer mit serizitischem Grundgewebe vor, auf welchen bei 2110 m ein grobporphyroblastischer Hornblendeschiefer folgt.

Der nächste Aufschluss bei Quote 2170 m zeigt einen Granathornblendeschiefer mit grossen Hornblendegarben (bis 20 cm lang). Das Gestein ist stromatitisch, die einzelnen Lagen weisen einen stark wechselnden Hornblendegehalt auf. Bei 2175 m wechsellagern zentimetermächtige amphibolitische Horizonte mit quarzitischen Lagen. Häufig treten konkordante flache Quarzlinsen auf. Auch bei 2225 m kann eine intensive Wechsellagerung festgestellt werden zwischen Granatserizitphyllithorizonten ( $\varnothing$  der Granate bis 1,5 cm) und solchen von Glimmerquarzit.

Ein wahrscheinlich schmaler Amphibolithorizont tritt bei 2240 m auf, der von einem hellen Hornblendegarben-Serizitschiefer überlagert wird. Auf Quote 2260 m steht ein dunkler Biotitschiefer an, der schon bei 2280 m durch einen gut geschieferten Biotitserizitschiefer mit vereinzelt biotitisierten Hornblendestengeln abgelöst wird.

Ab Quote 2310 m bis zur Grenze gegen den Soresciagneis herrschen Hornblendegarbenschiefer und Hornblendegneise vor, welche in Lagen gelegentlich so hornblendereich werden, dass man sie als Amphibolite bezeichnen muss.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass der *Plagioklasgehalt* in diesem Abschnitt die 15%-Grenze kaum überschreitet und dass Albit und Albitoligoklas vorherrschen. Der meist frische Plagioklas ist teilweise in grösseren Idioblasten kristallisiert. Gegen die Grenze zum Soresciagneis hin ist er meist mosaikartig mit dem Quarz verwachsen. Nur ab und zu beginnt er sich amöbenartig auszubreiten.

*Biotit* ist in vielen Gesteinen vorhanden (5—25%). Er ist parallel den Spaltrissen schwarzbraun, grünbraun oder dunkelbraun, aber öfters chloritisiert. *Muskovit* ist fast immer grobblättrig. Sein Gehalt schwankt zwischen 10 bis über 25%, tritt aber in Hornblendegesteinen zurück. *Chlorit* kommt nur spärlich vor und ist meistens sekundär entstanden.

Die *Hornblende* fehlt in einigen Gesteinen, nimmt in anderen aber über 50% des Volumens ein. Sie ist selten idioblastisch, führt teilweise zahlreiche Einschlüsse, welche keinerlei Orientierung zeigen und ist auch selber kaum geregelt. Die Farbe parallel  $n_y$  schwankt zwischen bläulich-

grün über grün bis hellgrün. *Granat* kommt in den meisten Gesteinen vor (die  $\varnothing$  sind in der Regel aber kleiner als 0,5 cm). Er ist häufig xenoblastisch, hat viele Einschlüsse, welche zum Teil parallel zur Schieferung orientiert sind. Öfters sind die Kristalle zerbrochen und von Streckungshöfen umgeben.

### Textur und Regelung

Die Kristallisationsschieferung im Dünnschliff ist oft nur undeutlich zu erkennen. Im Feld erscheinen die Glimmer gut geregelt, zeigen häufig auch eine Wellung parallel zur N-S verlaufenden Lineation. Die Hornblendegarben sind fast immer wirr. In den grobkörnigen Amphiboliten hingegen ist die Regelung oft deutlich wahrnehmbar. Im allgemeinen sind die Gesteine dieser Zone nicht besonders gut geschiefert.

## 4. Profil Orello-Canaria (IV)

### Gesteinsinhalt

Im Profil Orello-Canaria können zur Hauptsache Zweiglimmergneise, welche vielfach Muskovit und Granat, viel seltener auch Hornblende führen beobachtet werden. In zweiter Linie kommen Zweiglimmerschiefer (oft muskovitführend), dann folgen Serizitquarzite. Hornblendegesteine treten stark zurück.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Eine zum Gotthard- und Riale di Nelva-Profil analoge Einteilung zeigt, dass im Profil Orello-Canaria nur Gesteine der mittleren und nördlichen Zone aufgeschlossen sind.

#### a) ZONE DES SASSO ROSSO (bis ca. 1920 m)

Bei 1675 m steht ein Chlorit-Hornblendeschiefer an. Auf Höhe 1690 m wird er abgelöst durch einen disthenführenden Granatserizitphyllit. Der Granatserizitphyllithorizont ist ziemlich mächtig. Er geht bald in quarzitische Partien über, bald führt er reichlich Hornblende. Oft ist er wellenförmig geschiefert oder noch stärker verfaltet.

Bei 1845 m tritt ein Serizit-Biotitschiefer auf, dessen Hornblendegehalt alle Zentimeter wechselt. Er wird bei 1855 m durch einen harten, massigen Serizitquarzit abgelöst. Bei 1870 m kommt ein äusserst vielfältiges, stark gewelltes Gestein vor, das innerhalb 20 cm gut getrennte

Horizonte von grobkörnigem Amphibolit, Granathornblendeschiefer und Chloritquarzit führt. Gegen die nördliche Zone (Grenze bei ca. 1920 m) hin tritt wieder ein typischer Granatserizitphyllit auf.

#### b) PONTINOZONE

Auf Quote 1925 m herrscht ein massiger Hornblendegarbenzweiglimmerschiefer vor, der bei 1930 m durch einen Serizitquarzit abgelöst wird. Dazwischen tritt eine Lage von karbonatführendem Zweiglimmer-Hornblendeschiefer auf. In den Felsköpfen westlich Orello stehen granatführende Zweiglimmergneise und -schiefer mit grobschuppigem Muskovit an.

Ab Quote 2020 m werden dunklere, für die Tremolaserie an sich fremdartige Zweiglimmergneise vorherrschend, welche auf 2045 m durch einen Horizont hellen massigen Albitgneises unterbrochen werden. Ebenso treten bei 2065 m und 2075 m Lagen von hellem Granatzweiglimmerschiefer und ebensolchen Gneisen auf. Auf der Höhe 2135 m folgt eine Serie von massigen quarzitischen Gneisen.

Erst bei 2150 m kommen wieder Hornblendegarben vor in einem granatführenden Chlorithornblende-Serizitschiefer. Dieses Gestein zeichnet sich durch eine intensive Kleinfältelung aus. Bis zum Kontakt mit dem Soresciagneis tritt eine Folge von hornblendeführenden Zweiglimmergneisen auf.

#### Mikroskopische Beobachtungen

Die mikroskopische Untersuchung an einigen wenigen Dünnschliffen der nördlichen Zone zeigt, dass der *Plagioklas* sowohl Albit (eventuell Albitoligoklas) wie Andesin sein kann. Er ist in der Mitte der nördlichen Zone in grösseren idioblastischen Kristallen ausgebildet. Weiter gegen Norden zeigt er amöbenartige oder mosaikartige Form.

*Biotit* ist häufig chloritisiert und hat meist dunkelbraune Absorptionsfarbe parallel zur Spaltbarkeit. Der *Muskovit* ist vielfach sehr grobschuppig ausgebildet. *Chlorit* erscheint nur selten primär.

Die *Hornblenden* des nördlichen Teils der Zone zeigen keinerlei Orientierung und sind mässig bis vollkommen xenoblastisch, führen viele Einschlüsse, welche oft parallel zur Schieferung liegen. *Granat* ist ebenfalls xenoblastisch und hat wenige, beliebig angeordnete Einschlüsse.

#### Textur und Regelung

Im Dünnschliff weisen die Gesteine nicht selten eine verworrene Textur auf. Zum Teil sind sie auch gefältelt. Makroskopisch erscheinen sie

oft recht massig. In den glimmerreichen Gesteinen kann eine gute Regelung der Glimmer festgestellt werden. Sie verläuft Nord-Süd und ist häufig von einer dazu parallelen Kleinfältelung begleitet. Die Hornblende zeigt keinerlei Orientierung.

### 5. Profil Alpe Stabbiello–P. Barbarera (V)

#### Gesteinsinhalt

Dieses Profil ist durch das Vorherrschen von granatführenden Zweiglimmerschiefern charakterisiert. Zweiglimmergneise und Hornblendegesteine spielen nur eine untergeordnete Rolle. Sie sind vor allem im Norden des Profils aufgeschlossen. Das Profil Alpe Stabbiello–P. Barbarera umfasst Gesteine, welche der nördlichen Zone des Gotthardprofils gleichzusetzen sind.

#### Makroskopische Beschreibung des Profils

Vom Triaskontakt bis zum Bachbett der Garegna (= Canaria) überwiegen helle, grobschuppige Muskovitbiotitschiefer (selten in etwas massigere Gneise übergehend), welche meist kleinere Granate und gelegentlich auch Hornblende führen. Vereinzelt treten quarzitische Horizonte auf, so bei Quote 2160 m (160 m vom Triaskontakt entfernt). Immer wieder können wenig mächtige Lagen von grobporphyroblastischen Hornblendeschiefern wahrgenommen werden. Auf Quote 1880 m (nördlich Pt. 2017) steht ein granat- und biotitführender Muskovitschiefer an, welcher einen auffälligen Turmalingehalt aufweist. Die nadeligen Kristalle sind bis 1 cm lang und gruppieren sich zu Turmalinsonnen. Erst auf der nördlichen Talseite der Garegna treten Zweiglimmergneise auf, welche bei 1800 m durch einen zum Teil granatführenden Biotit-Hornblendegneis abgelöst werden. Auf Höhe 1810 m ist die Hornblende auf schmale Lagen konzentriert. In den hellen Zwischenlagen sind Granate ( $\varnothing$  0,7 cm) angereichert. Dieser Gesteinstyp — er wird nur bei 1850 m durch einen schmalen Amphibolitzug unterbrochen — hält bis 1908 m an, wo ein 3 m mächtiges Band von feinnematoblastischem Hornblendeschiefer einsetzt. Gleich darüber treten hornblendearme Hornblendeschiefer auf, welche bei 1910 m in schöne Hornblendegarbenschiefer übergehen (Länge der Garben 10 cm). Auf Quote 1930 m (an der Grenze zum Soresciagneis) ist wieder ein feinnematoblastischer Hornblendeschiefer aufgeschlossen. An dieser Stelle kann eine Wechsellagerung von hellen und dunklen Lagen beobachtet werden, welche an eine sedimentäre Deltaschichtung erinnert.

### Mikroskopische Beobachtungen

Im Mikroskop entpuppt sich der *Feldspat* als Oligoklas bis Andesin. Im Süden treten eher grössere, idioblastische Kristalle auf. Gegen den Soresciagneis hin herrscht netzförmiges, zersetztes Plagioklasgewebe vor.

Nach den wenigen untersuchten Dünnschliffen ist der *Biotit* dunkelbraun und öfters als Querbiotit ausgebildet. *Muskovit* herrscht in den südlichen Partien vor. Gegen Norden tritt er zusammen mit Serizit auf oder fehlt gelegentlich auch ganz. *Chlorit* ist immer sekundär entstanden.

Die *Hornblende* ist häufig garbenförmig ausgebildet. Sie ist dann im Dünnschliff nur xenoblastisch und führt zahlreiche, zum Teil parallel der Schieferung geordnete Einschlüsse. In den feinnematoblastischen Hornblendeschiefern ist sie hingegen idiomorph und arm an Einschlüssen. Die meisten Gesteine führen *Granat*. Sein Durchmesser schwankt zwischen 3—8 mm. Er ist oft recht gut eigengestaltig und führt wenig Einschlüsse, welche aber parallel zur Schieferung liegen. Nicht selten sind die Kristalle von Streckungshöfen umgeben.

### Textur und Regelung

Die serizitführenden Gesteine zeigen eine ausgezeichnete N-S gerichtete Lineation und eine dazu parallele Kleinfältelung. Die Hornblenden stehen wirr im Raum ausser bei den feinnematoblastischen Hornblendeschiefern, wo sie streng parallel zur N-S verlaufenden Glimmerlineation angeordnet sind. Die Gesteine sind mit Ausnahme einiger Hornblendegesteine und Quarzite gut geschiefert.

### 6a) Profil durch den Garegna-Stollen<sup>24)</sup> (VI)

#### Gesteinsinhalt

Ein grosser Teil der im Garegna-Stollen aufgeschlossenen Gesteine sind granat-, chlorit-, hornblende- und karbonatführende Zweiglimmergneise. Ziemlich stark verbreitet sind auch Hornblendegneise und Silikat-Karbonatgesteine, während Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Amphibolite und Kalksilikatgesteine nur spärlich vorkommen. Eine zur Untersuchung im Gotthardtunnel analoge Zonenaufteilung ergibt, dass die Tremolaserie im Garegna-Stollen nur den nördlichsten Abschnitt der mittleren Zone und die ganze nördliche Zone umfasst.

---

<sup>24)</sup> Die „Garegna“ (gleichbedeutend mit „Canaria“) ist der Bach, der die Val Canaria entwässert.

- a) ZONE DES SASSO ROSSO (Tunnelmeter 1430 bis 1410 ab Nordportal = Tunnelmeter 1050 bis 1070 ab Südportal)

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Die südlichsten zur Tremolaserie gehörigen Gesteine sind einige Lagen von Serizit-Karbonatgestein bei 1050 m ab Südportal. Diese folgen auf eine schmale Lage zuckerkörnigen Serizitquarzites, etwas zuckerkörnigen Dolomit und einen Horizont von feinkörnigem Serizitquarzit zwischen Tm. 1049 und 1050 ab SP, welche noch zur Trias gerechnet werden müssen.

Bei 1053 m ab SP tritt ein Band von Chloritgneis auf, das einen basischen Plagioklas (Andesin-Labradorit) führt. Bei Tunnelmeter 1056 ab SP steht ein Karbonatplagioklasgneis an, welcher eckige Trümmer von Dolomit und Quarzit ( $\varnothing$  3—5 cm) enthält. Von da an bis zum Beginn der nördlichen Zone ist eine Folge von gelegentlich biotit- oder karbonatführenden Muskovit- oder Serizitgneisen aufgeschlossen.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Unter dem Mikroskop fällt der hohe *Plagioklasgehalt* der Gneise (20—50%) auf. Der Plagioklas tritt zur Hauptsache in diffus amöbenartiger Form auf, nicht selten scheinen alle übrigen Gemengteile in einer Feldspatgrundmasse zu schwimmen (Prasinitstruktur).

Der oft frische *Biotit* (meist weniger als 10%) tritt zurück. Seine Absorptionsfarbe parallel der Spaltrisse ist dunkelbraun bis schwarzbraun. *Serizit*, selten Muskovit, ist der vorherrschende Glimmer. Gelegentlich überschreitet sein Anteil 25%. *Chlorit* ist fast immer sekundär, nur in seltenen Fällen kommen mehr als 5% vor.

*Hornblende* fehlt im untersuchten Abschnitt ganz, ebenso *Granat*.

*Karbonat* herrscht oft vor. Sein Anteil überschreitet nicht selten 40%.

Die *Akzessorien* sind Apatit, Magnetkies und Pyrit. Turmalin ist ebenfalls in fast jedem Gestein vorhanden. Zirkon ist etwas seltener, ebenso Sagenit.

- b) PONTINOZONE (Tunnelmeter 1410 bis 150 ab Nordportal = Tunnelmeter 1070 bis 2330 ab Südportal)

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Bei 1073 m ab SP setzt ein Biotitkarbonathornblendegneis ein, welchem eine mehrere hundert Meter mächtige Serie von hornblende- und



granatführenden Glimmergneisen folgt. Die Hornblende ist nur gelegentlich garbenförmig ausgebildet. Am häufigsten sind Biotitserizitgneise anzutreffen. Chloritgneise sind nur spärlich vertreten. Bei 1094 m ab SP tritt ein Horizont von Biotitquarzit auf, ebenso bei 1182 m.

Nur selten werden die Gesteine so reich an Hornblende, dass wir sie als Hornblendegneise oder Hornblendeschiefer bezeichnen müssen. Das ist z. B. bei Tm. 1238 ab SP der Fall, wo ein biotitführender Chlorit-Hornblendegneis ansteht oder bei Tm. 1362 ab SP, wo der übliche hornblendeführende Zweiglimmergneis zu einem granat- und pyritführenden Biotithornblendegneis wird. Ferner tritt bei 1293 m ab SP ein karbonat- und erzführender Hornblendeschiefer auf mit kurzen wirr angeordneten Hornblendesäulchen.

Zwischen 1210 und 1240 m ab SP wird das Gestein stark karbonatführend. Es treten 3—5 mm grosse idioblastische Kalzitkristalle auf, welche die Textur des Gesteins oft durchschlagen.

Bei Tm. 1605 ab SP setzt eine relativ eintönige, hornblendefreie und granatarme Zone ein, welche bis 1870 m anhält. Diese Gesteine sind zur Hauptsache helle, oft etwas massige Zweiglimmeralbitgneise mit grobschuppigem Muskovit. Sie werden gelegentlich von quarzitischen Horizonten abgelöst. Häufig tritt auch gelbrotes Karbonat auf. Zuweilen werden soresciagneisähnliche Gesteinstypen (allerdings ohne Augen) angetroffen.

Ab Tm. 1870 bis zum Ende der nördlichen Zone sind Hornblendegesteine aufgeschlossen. Hornblendegneise, oft garbenführend und reich an Karbonaten, herrschen vor; feinnematoblastische Hornblendeschiefer und Amphibolite kommen ebenfalls häufig vor. Nicht selten sind Horizonte von Silikat-Karbonat-, sowie Kalksilikatgesteinen dazwischengelagert. Chlorit- und Glimmergneise treten nur spärlich auf.

Die Gesteine in diesem Bereich sind stromatitisch gelagert, weisen aber verschwommene Grenzen zwischen den einzelnen Lagen auf. Die zahlreichen Querbiotite fallen makroskopisch auf.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Der *Plagioklasgehalt* der Gneise überschreitet häufig 25 Volumenprozent. In den südlichen Partien herrscht Albitoligoklas vor, während im Norden Andesin überhandnimmt. Im südlichen Teil der nördlichen Zone sind amöbenartige diffuse Formen der Plagioklase die Regel. In der hornblendefreien Zone treten idioblastische grössere Kristalle auf, gegen Norden hingegen wiegen mosaikartige Strukturen vor, welche gelegent-

lich etwas diffus ineinander übergehen. Der Plagioklas ist fast durchwegs frisch.

*Biotit* tritt recht häufig auf. Sein Anteil überschreitet aber nur in den südlichen Partien 25 Volumenprozent. Er ist meist chloritisiert und zeigt parallel zu den Spaltrissen dunkelbraune bis schwarzbraune Absorptionsfarbe, selten auch grünbraune oder rotbraune Tönung. Querbiotite sind häufig. *Muskovit-Serizit* kommt nicht in allen Gesteinen vor, nimmt aber häufig weit über 25 Volumenprozent ein. Die feinschuppige Ausbildung herrscht im allgemeinen vor. *Chlorit* ist fast immer sekundär und nur in wenigen Gesteinen in etwas grösserer Menge vorhanden, überschreitet aber auch da 20 Volumenprozent kaum.

*Hornblende* tritt unregelmässig auf. Bald ist ihr Anteil über 50%, bald fehlt sie völlig. Sie ist meist nur mässig idiomorph, hat viele Einschlüsse, welche zur Hauptsache parallel der Schieferung angeordnet sind. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  ist schwarz- bis blaugrün. Ein Grossteil der Hornblendeschiefer ist garbenförmig ausgebildet. Eine Ausnahme bilden die sehr gut geregelten, idioblastischen kleinen Hornblendestengel der feinnematoblastischen Hornblendeschiefer. *Granat* ist fast überall anzutreffen; besonders gehäuft ist er im südlichsten Abschnitt der nördlichen Zone, wo er in einem Fall einen Durchmesser von über 1,5 cm aufweist. Sonst ist er meistens kleiner als 1 cm. Es treten im allgemeinen gut idiomorphe Kristalle auf; nur in der hornblendearmen Zone sind sie meist vollkommen xenoblastisch. Die Granate führen häufig nur wenig Einschlüsse, welche dann parallel zur Schieferung orientiert sind. In zahlreichen Fällen sind die Kristalle zerbrochen oder weisen Streckungshöfe auf.

*Karbonat* ist fast in allen Schliffen festzustellen. Sein Anteil überschreitet aber (ausser in Karbonatgesteinen) im allgemeinen 10 Volumenprozent nicht. In den wenigen Kalksilikatgesteinen herrscht *Zoisit* vor (oft mehr als 25 Volumenprozent).

Die *Akzessorien* sind (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit): Apatit, Epidot-Zoisit, Magnetkies, Pyrit. Etwas seltener ist Zirkon, Sagenit und noch spärlicher treten Rutil und Turmalin auf. Staurolith wurde in mehreren Gesteinen des südlichen Abschnittes festgestellt. Disthen fehlt völlig.

### Textur und Regelung

Im Dünnschliffbereich ist die Textur der Gesteine meist deutlich kristallisationsschiefrig. Nur in wenigen Fällen ist sie verworren schiefrig oder massig. Die serizitischen Gesteine zeigen eine ausgezeichnete Nord-

Süd verlaufende Regelung der Glimmer und eine dazu parallele Kleinfältelung. Ausser in den feinnematoblastischen Hornblendeschiefern weisen die Hornblendestengel keinerlei Orientierung auf. Sie durchstossen zum Teil die Texturfläche und verursachen verschwommene Grenzen zwischen den einzelnen Lagen der vorherrschenden stromatitischen Gesteine.

#### **6b) Profil über dem Garegna-Stollen (VI)**

##### Gesteinsinhalt

Im Oberflächenprofil über dem Garegnastollen sind zu etwa gleichen Teilen hornblendeführende Zweiglimmergneise und Hornblendegesteine aufgeschlossen. Die Hornblendegesteine umfassen Hornblendegarbenschiefer, etwas Amphibolit und wenig Hornblendegneis.

##### Makroskopische Beschreibung des Profils

Der erste Aufschluss auf Quote 2255 m weist einen karbonatführenden Biotit-Hornblendegneis auf, der bei 2275 m in einen hornblende- und chloritführenden Zweiglimmergneis übergeht. Bei 2315 m steht ein granatführender Hornblendegarbenschiefer mit quarzitischem Grundgewebe an. Dazwischen liegen Horizonte mit massigen Zweiglimmergneisen, welche biotitisierte Hornblendegarben führen.

Auf der Höhe 2330 m ist ein Zweiglimmer-Hornblendegarbenschiefer aufgeschlossen, der wenige Meter höher durch einen Horizont feinnematoblastischen Hornblendeschiefers abgelöst wird. Bis zu Quote 2410 m herrschen hornblendefreie, massige und zum Teil etwas pigmentführende Zweiglimmerschiefer vor. Dann treten Hornblendeschiefer und Amphibolite auf, welche in allen Aufschlüssen des Pizzo Stabbiello-Nordhanges bis nach Grasso di Froda vorherrschend bleiben.

Im Dünnschliff lassen sich ähnliche Merkmale beobachten wie in den Gesteinen der nördlichen Zone im Garegnastollen.

#### **7. Profil Piano Bello-Corandoni (VII)**

##### Gesteinsinhalt

Dieses nur im nördlichen Teil der Tremolaserie aufgeschlossene Profil besteht aus hornblendeführenden Zweiglimmerschiefern, feinnematoblastischen Hornblendeschiefern und karbonatführenden hellen Zweiglimmergneisen.

### Makroskopische Beschreibung des Profils

Bei Quote 1990 m steht ein granatführender Hornblende-Biotitschiefer an, der auch deutlich Limonit führt. Das Gestein zeigt eine typische Wechsellagerung zwischen 1—5 cm mächtigen Hornblendelagen und eher quarzitischen, granatreichen Partien. Wenige Meter oberhalb sind grosse Hornblendegarben zu finden. Zahlreiche kleine Quarzlinsen durchziehen das Gestein.

Auf Höhe 2010 m herrschen dicke, kurzsäulige Hornblendekristalle vor, welche weiter oben (2040 m) durch kleine, biotitisierte Hornblenden abgelöst werden. Bei 2050 m ist ein spärlich hornblendegarbenführender Granat-Zweiglimmerschiefer aufgeschlossen. Auf Quote 2080 folgt ein heller, glimmerarmer Gneis, der kleine Granate führt. Nicht selten treten grössere Hornblendegarben auf.

Bei 2085 m setzt ein über 50 m mächtiger Zug von feinnematoblastischen, zoisit- und karbonatführenden Hornblendeschiefern ein. Dieses Gestein ist oft leicht gewellt und wird gelegentlich durch mehr oder weniger schmale Lagen eines hellen Gneises unterbrochen. Die Grenze zum südlichen Ausläufer des Soresciagneises liegt ungefähr auf Höhe 2175 m.

### Mikroskopische Beobachtungen

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass der *Plagioklas* zum Teil Oligoklas-Andesin, oft aber auch Albitoligoklas ist. Die Plagioklaskristalle bilden Mosaikstruktur und scheinen zum Teil diffus ineinander überzufließen.

*Biotit* tritt oft in grösserer Menge auf. Parallel zu den Spaltrissen zeigt er hellbraune, dunkelbraune und grünbraune Absorptionsfarbe. *Muskovit* kommt sporadisch in grösseren Mengen (über 35%) vor. Meistens ist er feinschuppig. *Chlorit* ist sekundärer Entstehung und hat sonst keine Bedeutung.

Die *Hornblende* erscheint nur in feinnematoblastischen Hornblendeschiefern frisch und gut geregelt, sonst zeigt sie viele Einschlüsse. Die *Granate* sind meist xenomorph und voller Einschlüsse, welche parallel zur Schieferung liegen.

*Zoisit-Epidot* sowie *Karbonat* fehlen in fast keinem Gestein:

Häufige *Akzessorien* sind: Apatit, Magnetkies und Limonit. Selten kommen Rutil und Zirkon vor.

## Textur und Regelung

Die Kristallisationsschieferung ist im Dünnschliff meist gut bis deutlich erkennbar. Die Nord-Süd verlaufende Lineation der Glimmer ist von einer dazu parallelen Kleinfältelung begleitet. Nur die Hornblende der feinnematoblastischen Hornblendeschiefer ist geregelt.

### B. Profil durch die Pratoserie

#### Gotthardtunnel (II), Tm. 2808—3180 ab SP

In diesem Abschnitt treten neben Glimmergneisen vor allem Amphibolite und Hornblendeschiefer auf. Glimmerschiefer sind nur vereinzelt anzutreffen.

#### Makroskopische Beschreibung des Profils

##### Im Tunnel

Bei Tm. 2808 setzt das vermutlich erste Gestein der Pratoserie, ein biotitführender Epidot-Hornblendeschiefer, ein. Es steht in Wechselagerung mit einem Hornblendebiotitgneis, der ab 2830 m vorherrschend wird und bis gegen 2900 m anhält; der letztere wird stellenweise von hellen Serizitgneisen unterbrochen. Bei Tm. 2881,3 tritt ein 2 m mächtiger Horizont von epidot- und karbonatführendem Biotitschiefer auf. Zwischen 2900 und 2950 m kommt ein biotitführender Karbonatserizitgneis vor, der oft mächtige Lagen von Hornblendeschiefern (teils grobporphyroblastisch) und Amphiboliten führt. Anschliessend wiegen wiederum Amphibolite, wechsellagernd mit Muskovit- und Biotitgneis vor. Zwischen 3013 und 3150 m steht ein mächtiger Horizont granatführenden Hornblendeschiefers an, der stellenweise von 2—3 m mächtigen Lagen von granat- und hornblendeführendem Andesingneis oder hornblendeführendem Biotitgneis unterbrochen wird. Ab Tm. 3150 bis zur Grenze mit dem Soresciagneis bei 3180 m sind hauptsächlich der hornblendeführende Biotitgneis sowie verschiedene Biotitserizitschiefer aufgeschlossen.

##### An der Oberfläche (von Süd nach Nord)

Im Oberflächenprofil steht an der Grenze zur Tremolaserie bei Quote 2380 m ein gebändertes Gestein an, das helle Lagen von Zweiglimmergneis und dunkle von karbonatführendem Epidotbiotitgneis führt und steil nach NE einfallende Glimmerstriemung aufweist. 100 m nördlich

davon, an der tiefsten Stelle des Profils (Quote 2335 m), ist ein Epidot-Amphibolit von wenigen Metern Mächtigkeit anzutreffen. Am Anstieg zur kleinen Zwischenrippe (Quote 2355 m) ist ein Zweiglimmeralbitgneis aufgeschlossen, der öfters verfaltet ist und wechsellagert mit schmalen Horizonten verfalteter Amphibolite. Auf dem Grat der Zwischenrippe kann ein granatführender Zweiglimmeralbitgneis angeschlagen werden. Amphibolite treten an dieser Stelle stark zurück. An der tiefsten Stelle des zweiten Zwischentales (50 m nördlich Koord. 156.000) steht wiederum ein 5–10 m mächtiger Amphibolitzug an, der von einem schmalen, hell anwitternden Gneisband unterbrochen wird und sich dann fortsetzt, bis er bei Quote 2380 m (120 m nördlich Koord. 156.000) in einen granatführenden Hornblendeschiefer übergeht, dessen Granate lagenweise angehäuft sind. An dieser Stelle herrscht eine gewisse Schlingentektonik vor mit steilstehenden Faltenachsen. Der granatführende Hornblendeschiefer ist gegen 100 m mächtig. Eingelagert sind gelegentlich Horizonte hellen Gneises. Dann folgt eine etwas stärkere Gneispartie. 30 m vor dem Kontakt zum Soresciagneis tritt wieder ein Hornblendeschiefer (zoisitführend) auf, der steile Faltenachsen aufweist. An diesem Gestein können Rutschharnischflächen beobachtet werden, welche von N–S orientierten Hornblendestengeln belegt sind.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Der *Quarzgehalt* dieser Zone schwankt im allgemeinen zwischen 15 und 50 Volumenprozent, das Plagioklas/Quarz-Verhältnis zwischen 0,5 und 1,5 mit Schwerpunkt bei 0,5. Der *Plagioklasgehalt* der Gneise und Amphibolite beträgt im Durchschnitt 30%. Andesin ist im Tunnelprofil stark verbreitet, während Albit und Albitoligoklas eher zurücktreten. Im Oberflächenprofil scheinen die Verhältnisse umgekehrt zu sein. Mosaikartige Strukturen überwiegen; die einzelnen gerundeten, stark zonaren Individuen fließen öfters diffus ineinander über. Porphyroblastische grosse Körner (teils schachbrettalbitartig auslöschend) treten nur spärlich in Erscheinung.

*Biotit* ist in fast allen Gesteinen verbreitet. Sein Gehalt überschreitet 25 Volumenprozent nur selten, meist ist er sogar unter 15%. Chloritisierung tritt nur spärlich auf, die Biotite sind im allgemeinen recht frisch. Querbiotite können öfters beobachtet werden. Der Pleochroismus schwankt vorwiegend zwischen  $n_{\alpha}$  bräunlichgelb,  $n_{\gamma}$  grünlichbraun und  $n_{\alpha}$  schwachgelblich,  $n_{\gamma}$  dunkelbraun bis grünschwartz. *Muskovit-Serizit* tritt nur in hornblendefreien Gesteinen auf. Sein Gehalt schwankt zwi-



schen 10 und 25 Volumenprozent. Der feinschuppige Serizit überwiegt stark. Primärer *Chlorit* fehlt in der Pratoserie, sekundärer wird nur spärlich angetroffen.

*Hornblende* ist stark verbreitet, bildet meist ein feinnematoblastisches Gewebe und nimmt des öftern 50 und mehr Prozent des Volumens ein. Meist ist sie frisch, arm an Einschlüssen und gut in die Schieferung eingeregelt, zeigt jedoch innerhalb derselben häufig keine bevorzugte Regelung. Schwach pleochroitische Hornblenden ( $n_\alpha$  blassgrünlichgrau,  $n_\gamma$  blassgrün) treten neben kräftig pleochroitischen ( $n_\alpha$  grünlichgelb und  $n_\gamma$  dunkelblaugrün) auf. *Granat* kommt nur in relativ wenigen, meist hornblendefreien Gesteinen vor. Sein Durchmesser überschreitet 0,5 cm kaum, oft ist er unter 1 mm. Meist hat er idioblastische, leicht gerundete Formen, die Kristalle sind oft zerbrochen. Er ist in der Regel arm an Einschlüssen, gelegentlich kann eine leichte Zoisitisierung beobachtet werden. Die selten auftretenden, siebartig mit Quarz durchsetzten Kristalle sind während ihres Wachstums nicht bewegt worden. *Zoisit-Epidot* fehlt in keinem Gestein. Zoisit ist fast immer stengelig idioblastisch, Epidot in rundlichen kleinen Körnern kristallisiert. *Staurolith* und *Disthen* wurden nur in einem einzigen Gestein nahe der Grenze zum Soresciagneis beobachtet.

*Akzessorien*: Apatit, Rutil (Sagenit), Zirkon, selten Turmalin und Orthit; Pyrit, Magnetkies, Magnetit und andere Erze.

### Textur und Regelung

Die Textur im Dünnschliff ist bei den Gneisen meist gut schiefbrig bis lentikulär, bei den Amphiboliten feinschiefbrig bis feinlagig. Im Handstück zeigen die Amphibolite immer eine ausgezeichnete Schieferung, die Hornblenden sind aber nicht in allen Gesteinen streng parallel orientiert, sondern weisen zum Teil eine recht erhebliche Streuung auf. Ab und zu lässt sich eine mehr oder weniger senkrecht zur Lineation stehende unregelmässige Wellung beobachten. Die Glimmer der Gneise sind immer gut orientiert, gelegentlich tritt eine zur Lineation parallele Kleinfältelung auf. Vereinzelte Gneise weisen weniger eine schiefrige als eine lineare Textur auf.

### C. Profile durch die Giubineserie

Im folgenden sind zwei Profile durch die westliche Giubineserie, bei denen genügend Dünnschliffe zur Verfügung stehen, kurz besprochen.

### I. Gotthardtunnel (Tm. 3420—3990 ab SP), Profil II

In diesem Abschnitt herrschen Zweiglimmerschiefer und Biotitserizitschiefer vor, während die entsprechenden Gneise deutlich zurücktreten.

#### Makroskopische Beschreibung des Profils

Das erste Gestein der Giubineserie — ein epidotführender Zweiglimmergneis — steht bei Tm. 3435 an. 40 m weiter nördlich ist ein Zweiglimmergneis aufgeschlossen, der zahlreiche kleine Granate führt und weniger eine Schieferung als eine *lineare* Anordnung der Glimmer zeigt. Dieses Gestein steht bis Tm. 3510 in Wechsellagerung mit dem ersterwähnten und einem weissen, quarzitischen Gneis, wo es durch einen 5 m mächtigen Horizont eines feldspatreichen Muskovitgneises unterbrochen wird. Bei Tm. 3530 tritt ein Biotitserizitschiefer auf, der sich wiederum durch eine ausgesprochen lineare Anordnung der Glimmer auszeichnet und bis gegen 3600 m wechsellagert mit dem feldspatreichen Muskovitgneis.

Bei Tm. 3596 kann erstmals ein Biotitserizitschiefer beobachtet werden, welcher schmale Schmitzen eines dunkleren Gesteins eingelagert hat. Zwischen Tm. 3620 und 3770 herrschen lagige Zweiglimmer- und Biotitserizitschiefer vor, welche oftmals von konkordanten dünnen Lamellen von Quarz und Feldspat durchsetzt sind. Bis Tm. 3895 steht ein Zweiglimmerschiefer mit kleinen Quarz- und Feldspatäuglein an (vgl. fleckige Gneisvarietät, S. 509), anschliessend folgt ein soresciagneis-ähnlicher Zweiglimmergneis (evtl. -schiefer). Ab Tm. 3920 bis zur Grenze mit dem Streifengneis (Tm. 3990) ist eine ganz ähnliche Folge von Zweiglimmerschiefern und -gneisen aufgeschlossen, welche nur bei Tm. 3930 und 3980 für einige Meter durch einen hellen zuckerkörnigen, quarzitischen Gneis abgelöst wird.

Im Oberflächenprofil herrschen ebenfalls Glimmerschiefer und -gneise vor. Bei Koordinate 689.000/157.000 steht ein Zweiglimmergneis an, der sich im Handstück nicht vom Soresciagneis unterscheiden lässt, hingegen fehlen in der Gesteinszone die 2—4 cm grossen Augen. 250 m südlich davon ist ein Muskovitschiefer aufgeschlossen, welcher in hellen Lagen grössere Turmalinkristalle (1—2 cm lang,  $\varnothing$  2—4 mm) führt. Vereinzelt sind schmale Lagen eines rotbraunen Glimmers eingelagert.

#### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

Der *Quarzgehalt* schwankt in diesem Abschnitt innerhalb enger Grenzen (40—50 Volumenprozent). Beim *Plagioklas* (10—20 Volumenprozent)

halten sich Albitoligoklas (nur selten Albit) und Oligoklas + Andesin ungefähr die Waage. Im allgemeinen herrschen mosaikartige Strukturen, welche netzähnlich über das Gestein verteilt sind, vor; gelegentlich sind die Korngrenzen diffus verschwommen. Nur selten werden idioblastische Kristalle angetroffen.

*Biotit* ist in fast allen Gesteinen verbreitet und umfasst 10—25% des Volumens. Er ist nicht selten chloritisiert, vor allem die Querbiotite. Die Absorptionsfarben parallel  $n_y$  sind häufig rotbraun bis schokoladebraun, seltener braun mit einem Stich ins grünliche. *Muskovit-Serizit* kommt in allen Gesteinen vor und nimmt 15—20 Volumenprozent ein. Muskovit und Serizit kommen des öfters nebeneinander vor. *Chlorit* kann in einigen Schliften beobachtet werden, er scheint immer sekundär aus Biotit entstanden zu sein. Sein Gehalt überschreitet 10% nicht. *Hornblende* fehlt im untersuchten Abschnitt ganz. Hingegen ist *Granat* in vielen Gesteinen verbreitet und kann in seltenen Fällen bis zu 10% des Volumens ausfüllen. Ist der Granat frisch, so weist er auch vollkommen xenoblastische Umrisse auf und führt viele Einschlüsse von Quarz. Meist jedoch ist er frei von Quarzeinschlüssen, dafür stark zoisitisiert, von dunklem Pigment erfüllt und von xenoblastischer, aber isometrischer Form. Anhäufungen von kleinen Granatkörnern sind vermutlich durch Zerfall grösserer Individuen entstanden. Die Durchmesser der Granate überschreiten 0,6 mm nicht. *Zoisit-Epidot* ist akzessorisch fast überall vorhanden. Gelegentlich können Gehalte von über 5% auftreten. Die Kristalle sind immer xenomorph, gerundet.

Die *Akzessorien* sind: Apatit, Zirkon, Karbonat, Turmalin, Titanit; Pyrit, Magnetkies und andere Erze.

## Textur und Regelung

Im Dünnschliff ist die Textur meist gut geschiefert bis lagig und vielfach leicht lentikular. Bei Vorherrschen von Querbiotiten wird sie öfters undeutlich.

Im Handstück ist — ausgenommen bei den zuckerkörnigen quarzischen Gneisen — immer eine ausgezeichnete Glimmerregelung zu beobachten. Die Biotite sind aber zum Teil nicht in Lagen nebeneinander, sondern linear hintereinander angeordnet in einem Gürtel, dessen Achse parallel zur Lineation verläuft. In solchen Gesteinen fehlt dann jegliche Schieferung.

## 2. Costone di Val Prevat, Profil VIII (längs Höhenkurve 2640 m)

### Makroskopische Beschreibung des Profils (von Süden nach Norden)

Die südlichste Gesteinszone der Giubineserie (ca. 40 m mächtig) führt noch einen soresciagneisähnlichen Zweiglimmergneis, der aber keine Augen mehr aufweist. Anschliessend folgt ein 10 m mächtiger, feinkörniger epidotführender Querbiotitgneis, welcher etwas verfaltet ist. Nach weiteren 10 m steht ein Zweiglimmergneis an, 20 m nördlich davon wurde ein granatführender Zweiglimmergneis angeschlagen; dazwischen sind verschiedene  $\pm$  konkordante Quarzgänge und -linsen gelagert, welche bis zu 1 m mächtig werden. An den granatführenden Zweiglimmergneis schliesst ein Zweiglimmerschiefer an, der im Längsbruch wegen seiner hellen Quarzüglein ein „tupfiges“ Aussehen zeigt (Mächtigkeit 50–80 m). Er wird gefolgt von einem dunkelgrauen Biotitserizitgneis, der lagenweise von biotitisierten Hornblendestengeln durchsetzt ist (ca. 50 m mächtig).

Bei Koordinate 691.28/157.61, ungefähr in der Mitte des Profils, steht ein granatführender Biotitserizitgneis an, welcher sich durch die „perlen-schnurartige“ Anordnung der Biotitpakete auszeichnet. Ferner kann im Querbruch eine starke Kleinfältelung festgestellt werden (Fältelungsachse = 15/40 N). Nach 50 m Mächtigkeit wird das Gestein granatführend ( $\varnothing$  max. 1 mm), während die Kleinfältelung verschwindet. Helle Gänge mit zuckerkörnigem Gestein sowie Quarzadern sind in der ganzen zentralen Giubineserie recht verbreitet.

Ca. 80 m nordwestlich des erwähnten Punktes herrscht immer noch das granatführende Biotitserizitgestein vor. Es wird nach weiteren 20 m Mächtigkeit durch einen kaum 10 m breiten Horizont von dunkelgrauem, feinkörnigem und verfaltetem Biotitschiefer unterbrochen und setzt sich noch rund 30 m fort, wobei allerdings die Biotitschuppen deutlich kleiner werden. Dann tritt wiederum ein granatführender Zweiglimmerschiefer mit „Biotitperlenschnüren“ auf (Mächtigkeit ca. 25 m).

Die letzten 100 m bis zum Kontakt mit dem Streifengneis weisen meist ein unregelmässiges Streichen auf. Sie werden eingenommen (von Süd nach Nord) von einem soresciagneisähnlichen Zweiglimmergneis (25 m mächtig) und einem biotitführenden, grauen Muskovitquarzit (ca. 20 m), welcher stark gewellt ist um eine mit 60° nach NNW einfal-lende Achse; anschliessend folgen Horizonte mit granatführenden Perlen-schnurglimmerschiefen sowie soresciagneisähnlichen Gesteinsvarietäten.

Ferner tritt ein feinlagiger, sandiger Biotitserizitschiefer auf (30 m) und am Kontakt gegen den Streifengneis steht wiederum ein Biotitserizitschiefer mit „Biotitperlenschnüren“ an.

### Mikroskopische Beobachtungen und Mineralbestand

In den Gneisen und Schiefern dieses Profils schwankt der *Quarzgehalt* zwischen 35 und 50, in den Quarziten um 70 Volumenprozent. Die Gneise führen häufig über 25% *Plagioklas*, die Schiefer meist um 10%. Das *Plagioklas/Quarz-Verhältnis* ist starken Schwankungen unterworfen, sein Schwerpunkt liegt bei 0,3 bis 0,7. Etwa zwei Drittel der *Plagioklase* sind Albitoligoklas, der Rest ist Andesin (seltener Oligoklas). Zweierlei Strukturen kommen hauptsächlich nebeneinander vor: 1. feine Körner, welche mosaikartig mit Quarz verwachsen sind, teilweise auch diffus ineinander übergehen und das Gestein netzartig überziehen; 2. grössere, ab und zu idioblastische, häufig aber etwas amöbenartige Kristalle mit vielen Einschlüssen. Beide Kristallarten erscheinen relativ frisch, aber ziemlich verunreinigt.

*Biotit* ist in allen Gesteinen verbreitet und nimmt 5—20% des Volumens ein. Er ist fast immer frisch. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  ist häufig warmbraun bis rötlichbraun, seltener dunkelschokoladebraun oder hellbraun. Querbiotite sind in fast allen Schliffen recht zahlreich. *Muskovit-Serizit* nimmt zwischen 10 und 30% des Volumens ein. Muskovit und Serizit kommen häufig nebeneinander im gleichen Gestein vor, vielfach tritt aber auch nur Serizit allein auf. *Chlorit* fehlt in den meisten Schliffen; sein Gehalt überschreitet 5% auf keinen Fall. Er ist immer sekundär und zersetzt vor allem Querbiotite.

*Hornblende* wurde nur in einem Gestein beobachtet. Die Absorptionsfarbe parallel  $n_y$  ist blassgrün, der Pleochroismus schwach. Das Mineral ist stark biotitisiert. *Granat* tritt in allen Gesteinen auf. Sein Gehalt überschreitet 5% nicht. Die Durchmesser schwanken zwischen 0,2 und 1,5 mm. Vielfach sind die Kristalle gut idioblastisch, etwas zerbrochen, fast frei von Einschlüssen und randlich oder im Inneren leicht zoisitisiert, selten chloritisiert. Gelegentlich sind sie in Aggregaten angehäuft (vermutlich zerbröckelte grössere Individuen). Teils sind die Granate xenoblastisch, frisch und führen viele Einschlüsse von gelängten Quarzen, welche parallel zur Schieferung oder leicht s-förmig angeordnet sind. Es scheint, dass die Granate zum Teil vor, zum Teil nach der Bewegungsphase gebildet worden sind.

Die *Akzessorien* sind: Apatit, Zirkon, Zoisit-Epidot, graphitisches

Pigment und Turmalin. Ferner können Magnetkies, Pyrit, Magnetit und Limonit beobachtet werden. Zirkon ist häufig von pleochroitischen Höfen umgeben.

### Textur und Regelung

Vielfach ist die Textur im Dünnschliff lagig oder gut geschiefert. Die seltenen undeutlichen Texturen sind meistens auf die Querbiotite zurückzuführen.

Makroskopisch fällt die ausgezeichnete Regelung der Glimmer und der seltenen Hornblendestengel auf. Gelegentlich tritt eine zur Glimmerlineation parallele Kleinfältelung auf. Die Querglimmer sind oft in einem Gürtel parallel zur Glimmerlineation angeordnet.

### Literaturverzeichnis

- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, p. 265—441, und Diss. ETH Zürich.
- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. und ESKOLA, P. (1939). Die Entstehung der Gesteine. Ein Lehrbuch der Petrogenese. 422 S. Springer, Berlin.
- BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W. und UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez. *Eclogae geol. Helv.* 54, p. 478—491.
- BECKE, F. (1924): Struktur und Klüftung. *Fortschr. der Min., Krist. und Petr.* 9, p. 185—220.
- BURRI, C. (1931): Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 11, p. 285—289.
- (1950): *Das Polarisationsmikroskop*. 308 S. Birkhäuser, Basel.
- (1959): *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*. 334 S. Birkhäuser, Basel.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizeralpen*. 480 S. Wepf, Basel.
- CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe*. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F.* 70, I. Teil.
- EICHENBERGER, R. (1924): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet)*. *Eclogae geol. Helv.* 18, p. 451 bis 483, und Diss. Univ. Basel.
- ENGEL, C. G. (1959): Igneous rocks and constituent hornblendes of the Henry Mountains, Utah. *Geol. Soc. America Bull.* 70, p. 951—980.
- FAIRBANKS, E. E. (1925): A modification of Lembergs's staining method. *Am. Min.* 10, p. 126—127.
- FOSTER, W. R. (1955): Simple method for the determination of the plagioclase feldspars. *Am. Min.* 40, p. 179—185.



- VON FRITSCH, K. (1873): Das Gotthardgebiet. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 15.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1959): Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am. Memoir 73. 259 S.
- GRÖGLER, N. und STEIGER, R. (1961): Thermolumineszenz-Erscheinungen an Hornblenden der Tremolaserie. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41, p. 11.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter kristalliner Gesteine im Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, p. 6—7.
- GRÜNENFELDER, M. und HAFNER, S. (1962): Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, p. 169—207.
- HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 38, p. 255—362, und Diss. ETH Zürich.
- HEIM, ALB. (1919/22): Geologie der Schweiz. 2. Band, 1. Hälfte. 476 S. Leipzig.
- HERITSCH, H., PAULITSCH, P. und WALITZI, E.-M. (1957): Die Struktur von Karinthin und einer barroisitischen Hornblende. Tschermaks min. und petr. Mitt. Bd. 6, p. 215—225.
- HEZNER, L. (1909): Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. 27, p. 157—218.
- 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, p. 72—260, und Diss. ETH Zürich.
- JÄGER, E. (1962): Rb/Sr-age measurements on micas and rocks from the alps. Im Druck.
- KLEMM, G. (1904—1907): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen“ und den metamorphen Schiefern der Tessiner Alpen. Sitzungsber. d. Königl. preuss. Akad. d. Wiss. II 1904, p. 1—20, XX 1905, p. 1—12, XXII 1906, p. 1—12.
- KÖNIGSBERGER, J. (1908): Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard, über das vermutliche Alter dieser Gesteine und ihre Entstehung. Eclogae geol. Helv. 10, p. 526—530.
- (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Eclogae geol. Helv. 10, p. 852—896.
- KRIGE, L. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclogae geol. Helv. 14, p. 519—654, und Diss. Univ. Zürich.
- KULP, J. L. (1960): The geological time scale. 21. Int. Geol. Congress Rep., part III, Section 3, p. 18—27.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37, p. 398—434.
- LANG, N. K. (1708): Historia lapidum figuratorum. 166 S. Venedig.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zw. Rhätikon und Plessur. Diss. Univ. Zürich.
- NICKEL, E. (1960): Ein fraglicher Belemnit in den Frodaleragneisen vom Lukmanier. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 40, p. 95—113.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende

- Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24, p. 58—301, und Diss. Univ. Zürich.
- (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, p. 160—187.
- (1934): Das Gotthardmassiv. Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. II, Basel.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser. 14.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 71.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen, 2. Teil. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz 26, p. 43—80.
- RAMBERG, H. (1952): The origin of metamorphic and metasomatic rocks. 317 S. University of Chicago Press, Chicago.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 1089 S. Akademie-Verlag, Berlin.
- DE SAUSSURE, H.-B. (1796): Voyages 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.
- SCHEUCHZER, J. J. (1708): Beschreibung der Natur-Geschichten des Schweitzerlands, Teil III. 208 S. Zürich.
- (ca. 1715—1719): Lexicon mineralogicum, Band II. Manuskript. Zentralbibliothek Zürich, Standort Ms Z VIII 19 a.
- SCHMIDT, C. (1907): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Eclogae geol. Helv. 9, p. 484—584.
- SCHMIDT, W. (1932): Tektonik und Verformungslehre. 208 S. Borntraeger, Berlin.
- SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1, p. 323—391, und Diss. Univ. Zürich.
- SRIRAMADAS, A. (1957): Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of the garnets. Am. Min. 42, p. 294 to 298.
- STAPFF, F. M. (1874—1882): Geologische Tabellen und Durchschnitte über den grossen Gotthardtunnel. Spezialbeilage zu den Berichten des Schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung. Bern.
- (1880): Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels (während des Baues (1873—1880) aufgenommen). 1 : 25 000. Spezialbeilage zu den Berichten des Schweiz. Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung.
- (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, p. 422—442.
- STEIGER, R., sen. (1933): Verzeichnis des wissenschaftlichen Nachlasses von

- JOHANN JAKOB SCHEUCHZER (1672—1733). Vjschr. der Natf. Ges. Zürich LXXVIII, Beiblatt 21, 76 S.
- STEIGER, R. (1957): Die südliche Paragneiszone des Gotthardmassivs im Gebiete der Val Canaria. 77 S. Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH, Zürich.
- (1961): Die Hornblende der Tremolaserie. Teil I. Chemismus und Dichte der Hornblenden. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41, p. 127—156.
- (1962): Wanderung Gotthardhospiz—Lago della Sella—Bolla—„Scimfussstrasse“—Pt. 2429.6. Geologischer Führer der Schweiz. 2. Auflage. Im Druck.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 8, p. 87—240, und Diss. Univ. Basel.
- TRÖGER, W. E. (1956): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. Teil I, Bestimmungstabellen. 147 S. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TSCHOPP, H. (1923): Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes. *Eclogae geol. Helv.* 18, p. 77—206.
- VALLET, J.-M. (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30, p. 322—476, und Diss. Univ. Genf.
- WAINDZIOK, P. (1906): Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. Diss. Univ. Zürich.
- WEGMANN, E. (1922): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). *Bull. Soc. neuchâteloise sc. nat.* 47, p. 1—63, und Diss. Univ. Neuchâtel.
- WENK, E. (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, p. 761—770.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, p. 311—319.
- (1956): Alpines und ostgrönländisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. *Verh. Natf. Ges. Basel* 67, p. 75—102.
- WINCHELL, A. N. (1951): Elements of optical mineralogy. Fourth edition. Part II. Description of minerals. 551 S. Wiley & Sons, New York.
- WINTERHALTER, R. U.: Geologische Stollenaufzeichnungen durch den Garegnastollen 1:500. Schweiz. Bundesbahnen: Geologischer Schlussbericht, Kraftwerk Ritom, Zuleitung der Garegna. Deponiert am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH, Zürich.
- WOYNO, T. J. (1911): Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnetals (Wallis). *N. Jb. für Min. etc., Beil. Bd.* 33, p. 136—207, und Diss. Univ. Zürich.
- WUNDERLICH, H.-G. und PLESSMANN, W. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündnerschiefer in der Umgebung des Gotthardmassivs. *Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen. Math. phys. Kl. IIa*, Nr. 1, p. 1—31.
- WUNDERLICH, H.-G. (1958): Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen. Math. phys. Kl. IIa*, Nr. 7, p. 115—188.
- ZWEIFEL, H. (1954): Der Biotit-Apatitschiefer des P. Corandoni (Val Cadlimo, Tessin). *Beitr. z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Ser.* 32.

### Erläuterungen zu den Phototafeln I—IV

(vgl. dazu im Text insbesondere S. 458—467 sowie Fig. 3, S. 470)

#### TAFEL I

Fig. 1. *Graphitführender Karbonatbiotitgneis*, Nelvazone (Tremolaserie). Fundort: Koord. 691.75/155.37, N Monti. Streichen und Fallen N 24 E/15 N. Das Gestein ist deutlich geschiefert. Im Hauptbruch lässt sich eine lineare Parallelanordnung und Längung der Biotite erkennen, welche ungefähr in N–S Richtung verläuft und daher als N–S Lineation bezeichnet wird. Schieferung und Lineation sind auf eine laminare Gleitung im Gestein zurückzuführen, welche zur Zeit der alpinen Gebirgsbildung durch die darübergleitenden, nordwärtsstrebenden Decken erzeugt wurde (vgl. dazu Fig. 2, Tafel I). Die N–S Lineation ist eine a-Lineation, sie stellt die Richtung des tektonischen Transportes dar.

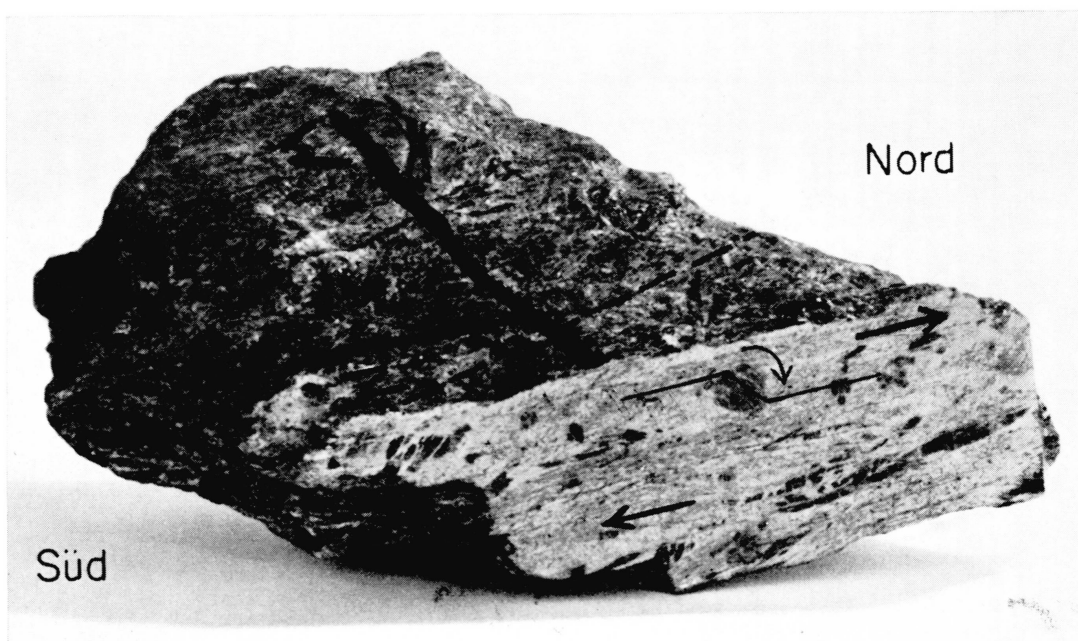
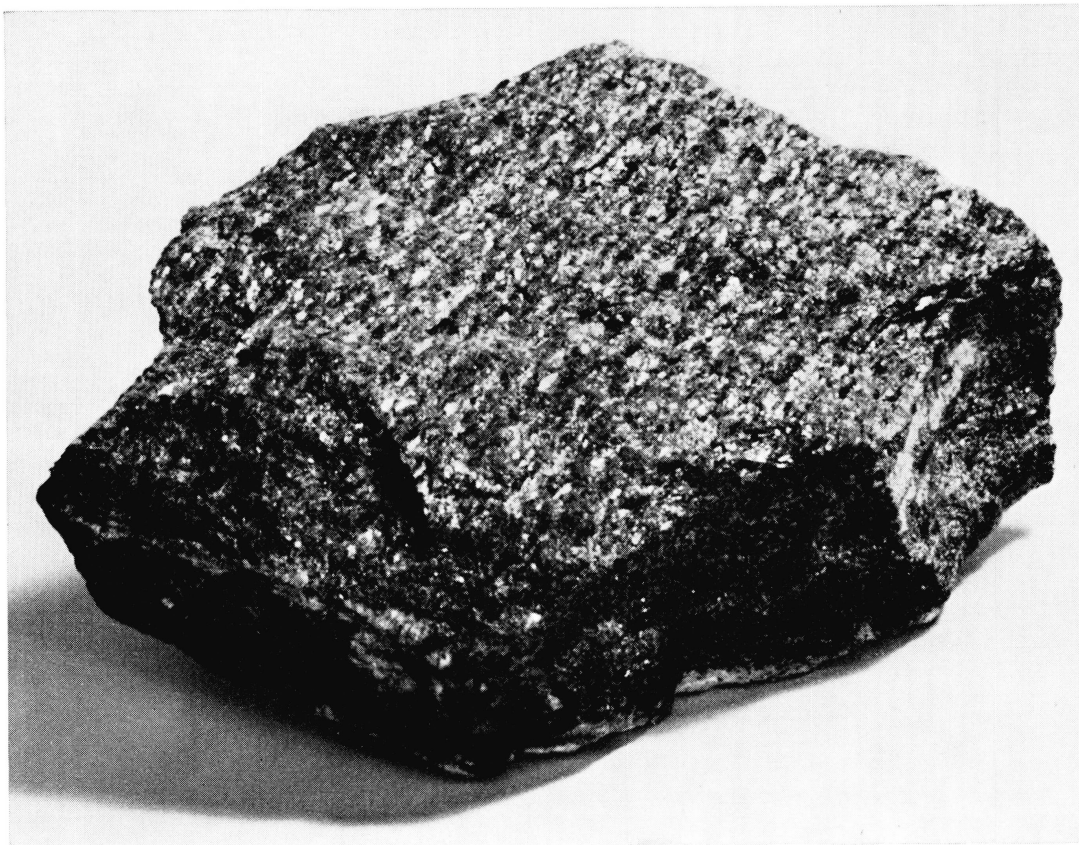
Abbildungsmassstab: ungefähr natürliche Grösse.

→

Fig. 2. *Granat- und hornblendeführender Zweiglimmerschiefer*, Pontinozone (Tremolaserie). Fundort: Oberflächenprofil über Gotthardtunnel, Quote 2175 m, Grasso di dentro. Streichen und Fallen N 52 E/56 N (auf der Gesteinsoberfläche eingezeichnet). Die N–S Lineation verläuft etwas schräg zur Schnittkante (gestrichelte Linie). Auf der angeschnittenen Fläche lassen sich Schieferung sowie Hornblende- und Granatporphyroblasten deutlich erkennen. Die Hornblenden sind erst nach der Schieferung entstanden, da sie dieselbe zum Teil durchschlagen. Der Granat hingegen wurde *während* seines Wachstums in Pfeilrichtung um eine E–W liegende Achse (senkrecht zur angeschnittenen Fläche) gedreht, die (in der Abbildung) hangenden Schichten also gegenüber den liegenden durch laminare Gleitung relativ nach rechts verschoben. Zu Beginn der alpinen Metamorphose wies die Tremolaserie — bei sonst ähnlichem Streichen wie heute — leichtes Südfallen auf. Diese ursprüngliche Lage des sedimentären Ausgangsgesteins ist in der vorliegenden Abbildung wiedergegeben. Die Worte „Nord“ und „Süd“ deuten die damalige Orientierung an. Die damals hangenden Schichten der Tremolaserie wurden durch die darüber hinweggleitenden Decken gegenüber den liegenden relativ nach Norden verschoben. Die N–S Lineation ist also die Richtung des tektonischen Transportes.

Abbildungsmassstab: ungefähr natürliche Grösse.

→



## TAFEL II

Fig. 1. Gleiches Handstück wie in Fig. 1, Tafel I, jedoch auf der Rückseite aufgenommen, wo in einer glimmerreichen Lage die N-S verlaufende Kleinfältelung besonders deutlich hervortritt. Die N-S Lineation in Fig. 1, Tafel I, bildet zu dieser Kleinfältelung einen Winkel von  $5-10^\circ$ ; die beiden Gefügemerkmale sind auf verschiedene tektonische Bewegungen zurückzuführen. Die N-S Lineation ist eine a-Lineation und gibt die Richtung des tektonischen Transportes während der alpinen Hauptphase an, während die zufällig ähnlich orientierte Kleinfältelung eine b-Lineation darstellt, welche senkrecht zur Bewegungsrichtung steht und auf die E-W Einengung des südlichen Gotthardmassivs zurückgeht. Die Kleinfältelung ist jünger als die N-S Lineation. Sie wurde *nach* dem Wachstum der Porphyroblasten (3. Generation) gebildet; die zu ihr parallel angeordneten Querbiotite (4. Generation) sind vermutlich in der letzten Phase der E-W Einengung entstanden.

Abbildungsmaassstab: ungefähr natürliche Grösse.

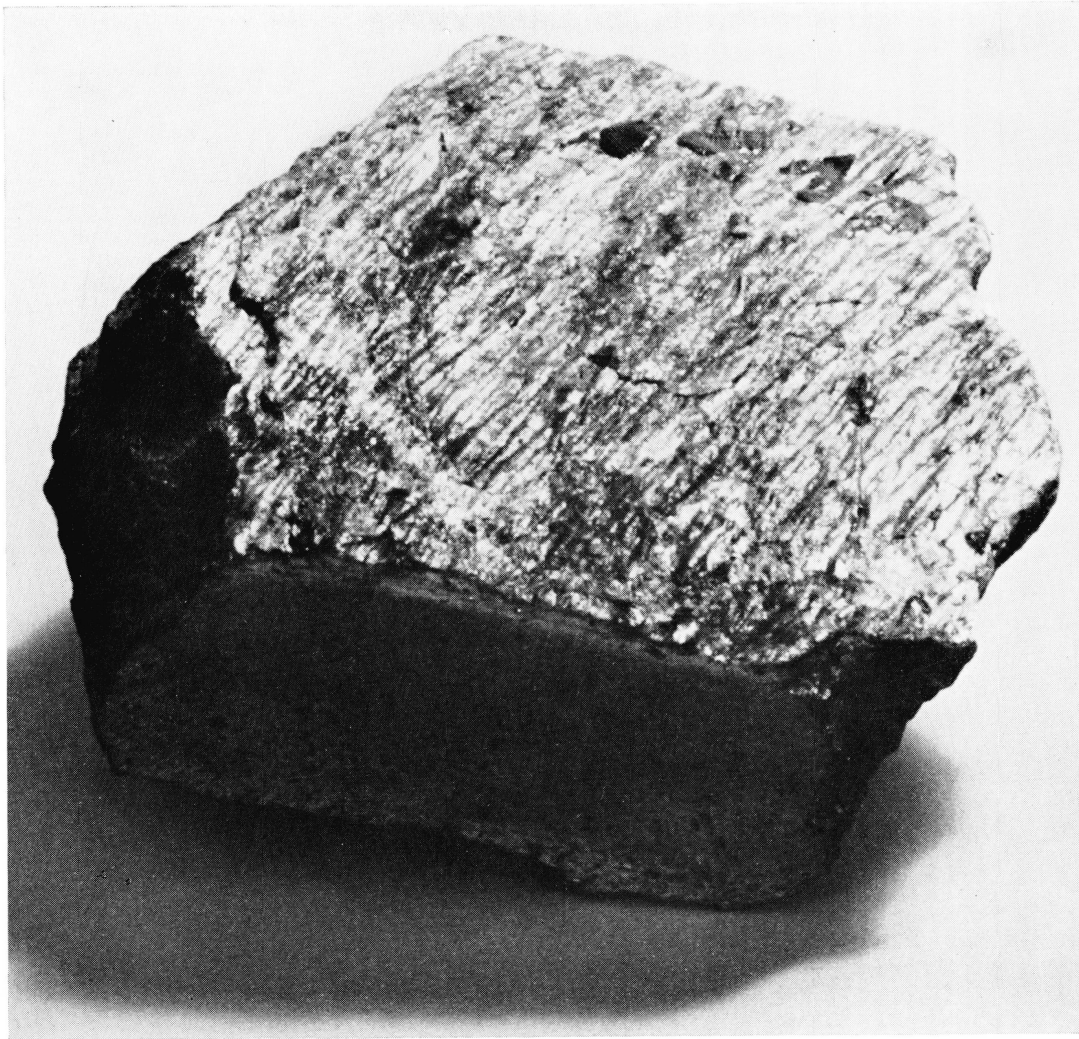
→

Fig. 2. *Soresciagneis* (Zweiglimmeralbitoligoklasgneis). Fundort: Grat SE Pos Meda, Quote 2510 m. Streichen und Fallen N 80 E/43 N. Vertikalschnitt parallel zur N-S Lineation, d. h. Schnitt parallel zum Längsbruch. Es herrschen Kristalle der 1. und 2. Generation vor. Die 1. Generation (voralpinen Alters) bildet ein reliktsches, feinkörniges Quarz-Feldspattrümmermosaik und ist zum Teil zersetzt (serizitisiert). Die Kristalle der 2. Generation — grosse Quarze und feinere Biotitlagen — sind zur Zeit der alpinen Dislokation rekristallisiert und dabei, infolge laminarer Gleitung im Gestein, in Richtung des tektonischen Transportes gelängt und eingeregelt worden (= N-S Lineation).

Vergrößerung:  $15\times$ , Nicols gekreuzt.

→





## TAFEL III

Fig. 1. *Granatserizitphyllit*, Nelvazone (Tremolaserie). Fundort: Riale di Nelva, Quote 1505 m. Streichen und Fallen N 30 E/27 W. Vertikalschnitt parallel zur N-S Lineation, d. h. Schnitt parallel zum Längsbruch. Die Schieferung verläuft in der Abbildung horizontal. Das Grundgewebe — aus Mineralien der 2. Generation bestehend — ist feinschiefrig, die Serizitschüppchen sind parallel zur N-S Lineation gewachsen. Der Granatporphyroblast gehört zur 3. Kristallgeneration und ist von s-förmig angeordneten Einschlüssen (gelängte Quarze der 2. Generation) durchsetzt. Er wurde in der Schlussphase der laminaren Gleitung gebildet und *während* seines Wachstums um eine E-W orientierte Achse (in der Abbildung senkrecht zur Papierebene stehend) gedreht. Diese Drehung der Granatporphyroblasten weist darauf hin, dass die N-S Lineation eine *a*-Lineation ist, also die Richtung des tektonischen Transportes darstellt.

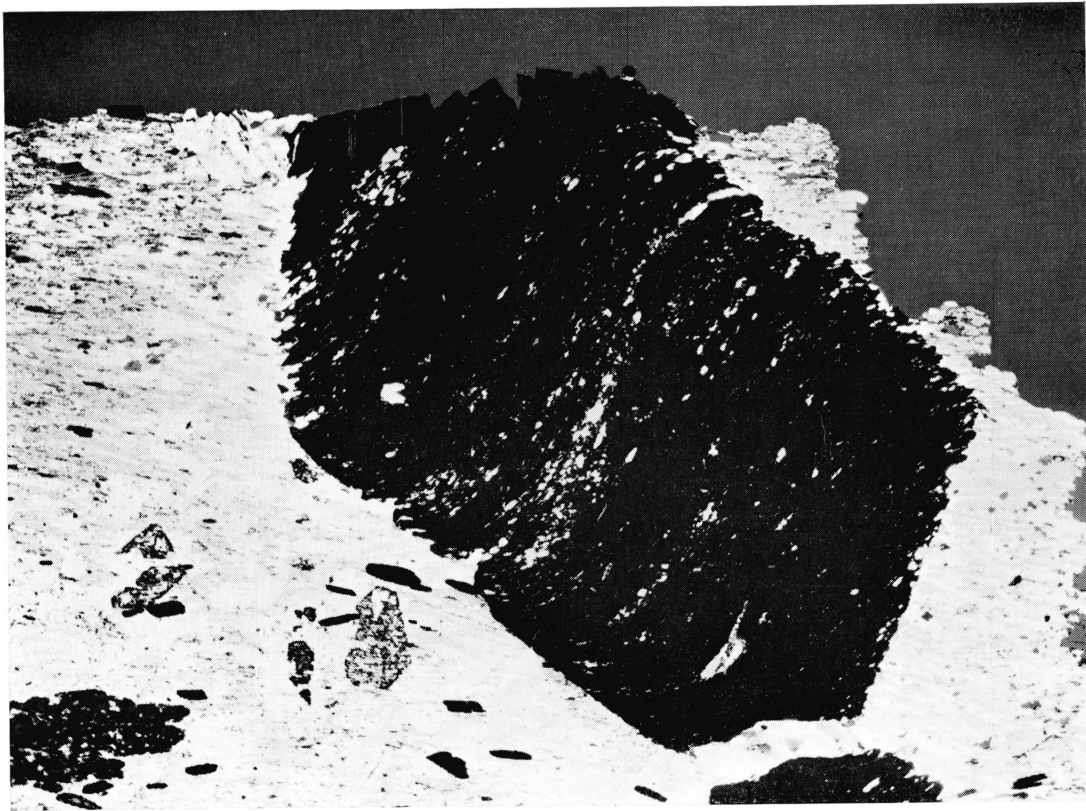
Vergrößerung: 10 ×, Nicols gekreuzt.

→

Fig. 2. *Chlorit- und hornblendeführender Biotitserizitschiefer*, Zone des Sasso Rosso (Tremolaserie). Fundort: Gotthardtunnel, Tm. 1871,0 ab SP. Streichen und Fallen N 38 E/70 N. Vertikalschnitt parallel zur N-S Lineation, d. h. Schnitt parallel zum Längsbruch. Die Schieferung verläuft in der Abbildung horizontal. Das Grundgewebe des Gesteins besteht zur Hauptsache aus Mineralien der 2. Generation (Quarz, Glimmer, Plagioklas), welche in Richtung der N-S Lineation angeordnet und gelängt sind. Quer zur Schieferung steht ein Hornblendeporphyroblast, der von gelängten Quarzen der 2. Generation durchsetzt ist. Der Hornblendeporphyroblast gehört der 3. Generation an. Er ist *postkinematisch* gewachsen, da er im Gegensatz zum Granatporphyroblasten in Fig. 1, Tafel III, keine Spuren einer Bewegung zeigt. Längs einzelner Spaltrisse ist er von Zersetzungsprodukten der 5. Generation (feinschuppigem Biotit und Chlorit) durchsetzt.

Vergrößerung: 20 ×, Nicols gekreuzt.

→



## TAFEL IV

Fig. 1. *Granatführender Biotitserizitschiefer*, Giubineserie. Fundort: Schenadü, S Pt. 2747. Streichen und Fallen N 118 E/35 N. Schnitt ungefähr senkrecht zur N-S Lineation und zur dazu parallel verlaufenden Kleinfältelung, d. h. ungefähr parallel zum Querbruch des Gesteins. Das Grundgewebe ist deutlich gefältelt (in der Abbildung steht die Fältelungsachse senkrecht zur Papierebene). Es besteht aus Mineralien der 2. Generation (Quarz, Biotit und etwas Plagioklas). Zur gleichen Generation gehören die Quarzeinschlüsse in den Granatporphyroblasten der 3. Generation. Die geradlinige Anordnung der Einschlüsse sowie die abrupte Richtungsänderung am Rande der Porphyroblasten zeigt, dass die Granate *nach* ihrer Bildung um eine N-S orientierte Achse (in der Abbildung senkrecht zur Papierebene stehend) gedreht wurden. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die N-S verlaufende Kleinfältelung, welche auf die E-W Einengung des Gotthardmassivs zurückzuführen ist, eine b-Lineation darstellt und erst nach der Porphyroblastenbildung entstanden sein kann.

Vergrößerung:  $25\times$ , Nicols gekreuzt.

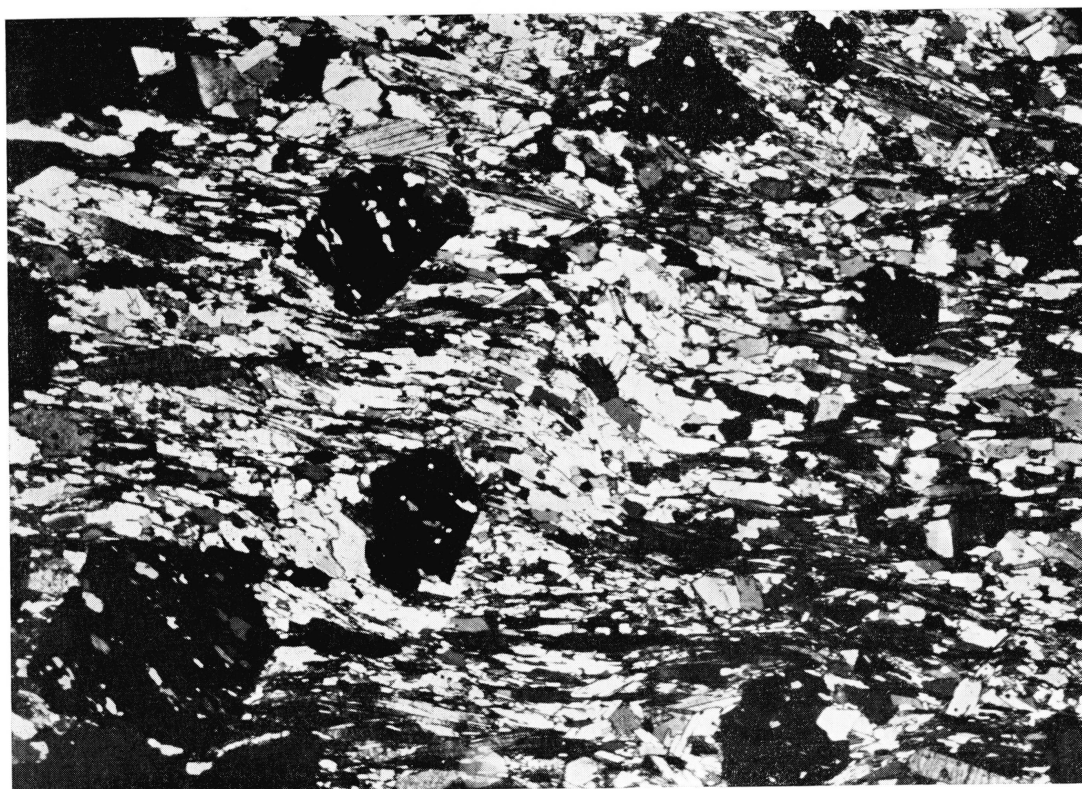
→

Fig. 2. Gleiches Gestein wie in Tafel III, Fig. 1. Schnitt senkrecht zur N-S Lineation und der dazu  $\pm$  parallelen Kleinfältelung, d. h. parallel zum Querbruch des Gesteins. Das fast ausschliesslich aus Serizit und etwas Quarz (2. Generation) bestehende Grundgewebe ist stark gefältelt. Unberührt durch diese Fältelung sind die grossen Querbiotite. Da sie zum Teil gefälteltes Grundgewebe einschliessen, können sie erst *nach* der Fältelung desselben entstanden sein. Die N-S Kleinfältelung erfolgte gemäss Fig. 1, Tafel IV, erst nach der Bildung der Porphyroblasten (3. Generation). Die Querbiotite werden demnach als 4. Generation bezeichnet.

Vergrößerung:  $20\times$ , Nicols gekreuzt.

→





### Erläuterungen zur Strukturkarte des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass (Tafel V)

Die Strukturkarte stellt die im Feld sichtbaren Gefügemerkmale der Gesteine dar. Sie ist das Resultat der Auswertung von mehreren tausend Einzelmessungen.

Die Gesteine des südlichen Gotthardmassivs zeigen in der Regel eine gute *Schieferung*. Das *Streichen* der Schieferungsflächen ist regelmässig und verläuft mit Ausnahme der westlichen Giubineserie  $\pm$  parallel zu den Grenzen der geologischen Einheiten, nicht aber zu deren stratigraphischer Unterteilung (vgl. z. B. S. 448). Das *Fallen* ist in den unteren Talhängen infolge Versackungserscheinungen oft unregelmässig und im Vergleich zu Stollenmessungen meist zu flach. Weiter gegen Norden fallen die Schieferungsebenen zunehmend steiler ein.

Innerhalb der Schieferungsflächen lässt sich eine lineare Parallelanordnung von Glimmern oder stengeliger Mineralien, eine *Lineation*, erkennen. Die Lineation (im weiteren als N-S Lineation bezeichnet) verläuft durch alle Zonen hindurch auch bei wechselndem Streichen erstaunlich regelmässig. Sie kann selbst im Tremola-, Prosa- und Medelsergranit wahrgenommen werden. Im Westen herrscht NNW-Orientierung, im Zentrum des Untersuchungsgebietes N-Orientierung vor, während im Osten die Lineation häufig etwas gegen NNE dreht. Der Fallwinkel der Lineationen nimmt gegen Norden deutlich zu.

Bei glimmerreichen Gesteinstypen ist gelegentlich eine feine *Kleinfältelung* und *Wellung* mit Amplituden von 0,5—2 mm zu beobachten. Die parallel zur Lineation verlaufende Fältelung — hier als *Kleinfältelung* bezeichnet — kommt in allen Gesteinszonen des südlichen Gotthardmassivs vor. Die E-W verlaufende Fältelung — hier *Wellung* genannt — ist im Osten des Untersuchungsgebiets vor allem im Streifengneis angehäuft.

Relativ selten treten *grobe Faltenachsen* mit dezimeter- bis metergrossen Amplituden auf. Faltenachsen, welche steil nach Westen einfallen, sind auf die Pratoserie und Corandonizone beschränkt. In den übrigen Zonen fallen sie fast ausschliesslich in nördlicher und nordöstlicher Richtung ein.

Nur im Streifengneis kann neben der Lineation eine gegen Westen gerichtete Längung und *Streckung der Quarz-Feldspatäugen* eingemessen werden.

Zur Deutung dieser Gefügemerkmale:

Makroskopisch lässt sich erkennen, dass die E-W gerichtete Wellung



jünger ist als die N-S verlaufenden Bewegungsspuren (Lineation und Kleinfältelung), denn die in N-S Richtung gelängten Glimmerschuppen sind durch die Wellung verbogen worden. Die steil nach Westen einfallenden Faltenachsen der Pratoserie und Corandonizone und die ähnlich orientierte Streckung der Quarz-Feldspatäugen im Streifengneis sind deutlich von der N-S Lineation überprägt und daher älter als diese.

Die enge Übereinstimmung mit den Gefügemerkmalen der mesozoischen Pioramulde macht ein alpines Alter der N-S gerichteten Lineation, der dazu parallelen Kleinfältelung und der E-W Wellung wahrscheinlich. Altersbestimmungen an gleichorientierten Biotiten des Fibbiagneises weisen auf ein Alter von 15–22 Mio. Jahren hin. Dieses junge Alter mag erklären, warum die N-S Lineation selbst im Tremola- und Prosagranit auftritt.

Die Natur der alpinen Gefügemerkmale kann im Feld nicht ohne weiteres erkannt werden. Erst die mikroskopische Untersuchung deutet darauf hin, dass die N-S Lineation und die dazu parallele Kleinfältelung in zwei verschiedenen Phasen entstanden sind. Die N-S Lineation des Gesteins kam zustande durch eine Streckung und Umkristallisation der Mineralien in Richtung des tektonischen Transportes. Sie wurde gebildet unter der Einwirkung der nach Norden gleitenden alpinen Decken. Die N-S Lineation ist demnach eine a-Lineation.

Die mehr zufällig in der gleichen Richtung verlaufende *Kleinfältelung* wurde in einer späteren Phase gebildet. Sie ist auf eine E-W Einengung der südlichen Zonen zurückzuführen, welche im Zusammenhang mit der Biegung des Gotthardmassivs steht. Die N-S verlaufende Kleinfältelung stellt eine b-Lineation, senkrecht zur Einengungsrichtung, dar.

Die E-W gerichtete schwache *Wellung* des Gesteins ist die Folge eines erneuten schwachen S-N Schubes. Sie ist ebenfalls eine b-Lineation und steht senkrecht zur Schubrichtung.

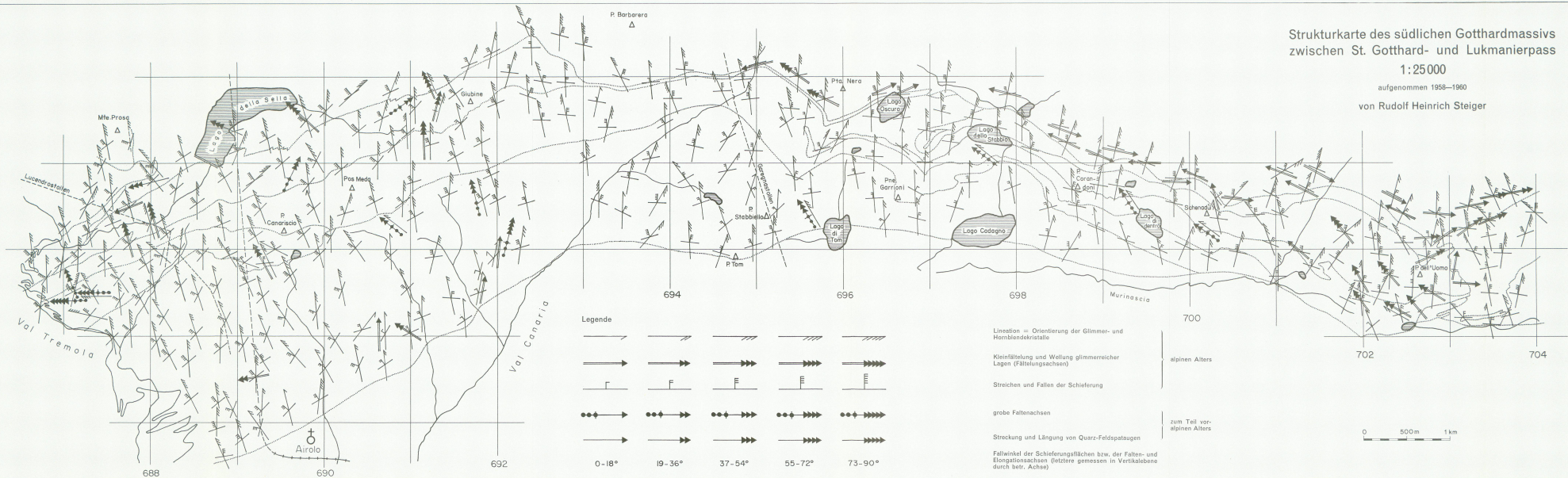
Leere Seite  
Blank page  
Page vide

# Strukturkarte des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard- und Lukmanierpass

1:25000

aufgenommen 1958–1960

von Rudolf Heinrich Steiger



Leere Seite  
Blank page  
Page vide



# Geologisch-petrographische Karte des südöstlichen Gotthardmassivs

1 : 25 000

aufgenommen 1956-1960

von Rudolf Heinrich Steiger

