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

Band: 35 (1955)

Heft: 2

Artikel: Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs

Autor: Oberholzer, Walter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-27855

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 06.08.2025

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

Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs

Von *Walter Oberholzer* (Zürich)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 322

Einleitung 322

Abschnitt A

Das Altkristallin des westlichen Gotthardmassivs 324

Einleitung 324

I. Kapitel: Die spätpaläozoischen Intrusiva 325

1. Der Rotondo-Granit 325
2. Der Sedelhorn-Diorit 325
3. Die Lamprophyre 329
4. Die Aplite 330
5. Die Pegmatite 330
6. Einige Gänge zweifelhafter Herkunft und Alters 331
7. Zusammenfassung 331

II. Kapitel: Die Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise s. l. 332

1. Übersicht 332
2. Die Strukturtypen 333
3. Die Entstehung der Streifengneise 338
4. Die Mischgneise 339
5. Vergleich mit andern Partien des Gotthardmassivs 340
6. Zusammenfassung 341

III. Kapitel: Die Amphibolite i. w. S. und übrige basische Einlagerungen . . 342

1. Vorkommen 342
2. Beschreibung der Amphibolit-Strukturen 342
3. Die Entstehung der Amphibolite 348
4. Vergleiche mit dem übrigen Gotthardmassiv 350
5. Die Serpentine und Strahlsteinlinsen 351
6. Zusammenfassung 353

IV. Kapitel: Die Glimmer-Plagioklas-Gneise s. l. 354
1. Vorkommen und Lagerung 354
2. Die einzelnen Gesteinstypen 354
3. Die Entstehung der Paragneise 358
4. Vergleich mit den übrigen Teilen des Gotthardmassivs 360
5. Kluftmineralien 361
6. Zusammenfassung 361
V. Kapitel: Die petrographische Gliederung und relativen Altersbeziehungen im kristallinen Kern des westlichen Gotthardmassivs 362

Abschnitt B

Die südliche Sedimentbedeckung des westlichen Gotthardmassivs 366

Einleitung 366

I. Kapitel: Die Nufenen-Mulde 367
1. Übersicht 367
2. Der Gesteinsinhalt der Nufenen-Mulde 367
3. Die Stratigraphie und die Tektonik der Nufenen-Mulde 373
4. Vergleich mit der südlichen Sedimentbedeckung des östlichen Gotthardmassivs 375
5. Zusammenfassung 376

II. Kapitel: Die Corno-Schuppe 376
1. Definition 376
2. Detail-Profil 377
3. Die Ausdehnung der Corno-Schuppe 381
4. Die Tektonik der Corno-Schuppe 381
5. Zusammenfassung 382

III. Kapitel: Die Bedretto-Mulde 382
1. Allgemeines 382
2. Die Faziesentwicklung 383

Abschnitt C

Die nördliche Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs und ihre Einschaltungen (Gomser Zwischenmassive) 384

Einleitung 384

I. Kapitel: Das Permo-Karbon der Urseren-Fiescher-Mulde 384
1. Übersicht 384
2. Das Permo-Karbon in der Gegend von Fiesch 385
3. Das Permo-Karbon in der Gegend von Ulrichen–Oberwald 390
4. Zusammenfassung 391

II. Kapitel: Das Mesozoikum der Urseren-Fiescher-Mulde 391
1. Übersicht 391
2. Die Petrographie des Mesozoikums 392

III. Kapitel: Die Gomser Zwischenmassive 393
1. Lage und Ausdehnung 393
2. Das westliche Gomser Zwischenmassiv 393
3. Das östliche Gomser Zwischenmassiv 396
4. Schlussfolgerung 403

IV. Kapitel: Vergleich der Gesteinszonen des obern Rhonetales mit dem Vorderrheintal 403

Abschnitt D

Einige Bemerkungen zum Quartär 404

Literaturverzeichnis 406

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde 1949 auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. P. Niggli, in Angriff genommen; die Feldaufnahmen erstreckten sich bis in den Sommer 1954.

Es ist mir ein Bedürfnis, meinem hochverehrtem Lehrer und Förderer meines Wissens, Herrn Prof. P. Niggli, der leider allzu früh verstorben ist, meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Ferner danke ich Herrn Prof. C. Burri, der nachher die Leitung dieser Arbeit übernahm, für alles was er zu meiner weiteren Ausbildung beitrug. Besonderen Dank gebührt Herrn Prof. de Quervain, der in zahlreichen Diskussionen diese Arbeit fördern half, sowie Herrn Prof. J. Jakob für die Überlassung der hier publizierten Analysen. Auch den Herren Proff. R. Staub, F. Laves und R. Parker danke ich für die persönliche Anteilnahme und mannigfachen Ratschläge.

Anregende Diskussionen und persönliche Erinnerungen verbinden mich mit allen meinen Studienkollegen, vor allem mit meinen ehemaligen Terrainnachbarn P. Jäckli-Meier und K. Gebhart sowie meinem Studienfreund H. Mülli.

Der Gastfreundschaft und der zuvorkommenden Aufnahme bei den Leuten des Goms werde ich immer verbunden bleiben, und es ist mir eine angenehme Aufgabe, der Bevölkerung dieses abgeschlossenen Hochtales für ihr selbstverständlich liebenswürdiges Entgegenkommen herzlichst zu danken.

Einleitung

1. Die bisherige Bearbeitung

Die Bedeutung des westlichen Teils des Gotthardmassivs lag im Laufe der detaillierten geologischen und petrographischen Untersuchungen in diesem Zentralmassiv immer weit hinter derjenigen der zentralen

und östlichen Partien zurück, höchstens das Nufenengebiet erlangte durch seine metamorphe Bündnerschieferserie mit ihrem relativen Petrefaktenreichtum schon früh eine gewisse Berühmtheit. Diese untergeordnete Beachtung äussert sich vor allem darin, dass das gesamte Gebiet des westlichen Gotthardmassivs nie auf einer einzigen geologischen Karte vereinigt gefunden werden kann. Es wurde vielmehr von verschiedenen Autoren wie SCHMIDT und PREISWERK (1906), FEHR (1923), EICHENBERGER (1924) und ZBINDEN (1950) nur am Rande gestreift und mit einigen kurzen Bemerkungen bedacht. Nachdem unter der Leitung meines hochverehrten Lehrers Prof. P. NIGGLI die meisten Gebiete des zentralen und östlichen Gotthardmassivs neu untersucht und bearbeitet worden waren, übertrug er mir 1949 einen Teil und 1951 das ganze Gebiet des Gotthardmassiv-Westendes zwischen Längis und Grengiols als Dissertationsthema.

Eine erste genaue Kartierung des südlichen Goms erfolgte um 1870 durch GERLACH (1883). Leider wurde der ausgezeichnete Beobachter bei seiner Feldaufnahme am 7. September 1871 durch Steinschlag tödlich verletzt. Seine Aufnahmen, die praktisch vollendet waren, finden sich auf dem Blatt Brig-Airolo der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000; die wesentlichen Gesteinszüge sind hier bereits richtig erkannt und miteinander verbunden. 1892—1905 bearbeiteten SCHMIDT und PREISWERK ihre bekannte Simplonkarte, auf der ein wesentlicher Teil des Untersuchungsgebietes berücksichtigt ist; grosse Änderungen gegenüber den herrschenden Auffassungen ergaben sich nicht. 1924 veröffentlichte EICHENBERGER eine Arbeit über das Nufenengebiet. Seine Stratigraphie der autochthonen gotthardmassivischen Bündnerschiefer ist seither oft zu Vergleichen herangezogen worden, aber auch seine Interpretation des kristallinen Kerns des Massives selbst ist sehr zuverlässig.

Dann wurde das Gebiet, da es in geologischer Hinsicht keine interessanten Erscheinungen versprach, längere Zeit nicht bearbeitet, bis 1944 H. M. HUBER von der Geologischen Kommission einen Kartierungsauftrag erhielt. Prof. NIGGLI fand dann das Gebiet geeignet als Studiumsobjekt für eine Dissertation und übergab das Thema an R. ARBENZ. Nachdem ARBENZ während des Sommers 1945 das südliche Goms ungefähr zur Hälfte 1:10 000 aufgenommen hatte, verunglückte er im Frühjahr 1946 auf dem Fieschergletscher tödlich. Das Gebiet wurde nachher nach einzelnen Problemen für Diplomarbeiten aufgeteilt an H. ROETHLISBERGER, P. MEIER, K. GEBHART, P. GRETENER sowie 1949 an den Verfasser. Leider schieden alle Vorgenannten aus verschiedenen Gründen, davon K. GEBHART durch einen tödlichen Verkehrsunfall, vor Beendi-

gung der Dissertation wieder aus, so dass ab 1951 das ganze ursprüngliche Gebiet meiner alleinigen Bearbeitung übertragen wurde.

2. Problemstellung

Die genaue Grenze des untersuchten Gebietes bildet im N das Rhonetal zwischen Oberwald und Grengiols, zugleich die Trennung zwischen Urseren-Fiescher-Mulde und Aarmassiv darstellend. Im E verläuft die Grenzlinie etwas unregelmässig vom Alpstafel Licheren über Schönboden, Schweif im Gerental, Pizzo Gallina, Nufenenpass, Cornopass zur Landesgrenze; das Gebiet östlich davon wird von E. Ambühl im Auftrage der Geologischen Kommission bearbeitet. Im S wird das Untersuchungsgebiet durch die Landesgrenze zwischen Griespass und Turbhorn und durch die Linie Turbhorn-Eggerhorn-Breithorn-Bettlihorn begrenzt; sie verläuft innerhalb der Bedretto-Mulde.

Die Aufgabe bestand in erster Linie in einer genauen Kartierung des ganzen Gebietes, wobei die bisherigen neueren Resultate der obenerwähnten Diplomanden und Doktoranden mit berücksichtigt und kontrolliert wurden.

Weitere Zielsetzungen waren eine Übersicht der Bauelemente und des Baumaterials sowie eine petrographische Kennzeichnung der verschiedenen Gesteinstypen. Soweit als möglich wurde auch versucht — ohne den Rahmen dieser Arbeit allzuweit auszudehnen — petrogenetische und tektonische Deutungen zu geben.

ABSCHNITT A

Das Altkristallin des westlichen Gotthardmassivs

Einleitung

Das Altkristallin umfasst die ältesten Sedimente und Intrusiva bis zu den sicher permo-karbonischen Ablagerungen. Als relativ jüngstes Glied dieser Gesteinsassoziation müssen nach ihrer Lagerung die allgemein als spätherzynisch datierten Gesteine des Rotondo-Granites und Sedelhorn-Diorites mit ihrer Ganggefolgschaft gelten. Das nächstältere Glied bilden die grossen Massen der Streifengneise und der Mischgneise, die ihrerseits in die Amphibolite und die noch älteren Glimmer-Plagioklas-Gneise intrudiert sind. Eine tektonische und altersmässige Übersicht bildet Gegenstand des letzten Kapitels dieses Abschnittes.

I. Kapitel

Die spätpaläozoischen Intrusiva

1. Der Rotondo-Granit

Der grösste Granitstock des zentralen und westlichen Gotthardmassivs, den schon SONDER (1921) und EICHENBERGER (1924) ausführlich beschreiben, reicht nur mit seinem westlichsten Teil in das Untersuchungsgebiet hinein. Im Gerental und speziell im Gonerlital lassen sich aber das Untertauchen unter die verschiedenen präherzynischen Gneise und die scharfen Kontakte mit dem Nebengestein sehr schön beobachten. Das makroskopische Bild des Granites ist sehr eintönig; irgendwelche stark abweichende Typen oder fremde Einschlüsse liessen sich in dem in Frage kommenden Teil nicht feststellen.

Mikroskopisch besteht das Gestein vor allem aus Orthoklas (ca. 40 %), meist perthitisch entmischt und panidiomorph ausgebildet wie der Plagioklas (ca. 30 %), der leicht sericitisiert ist. Nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe dürfte es sich um einen Albit mit etwa 8 % An handeln. Der Quarz (ca. 30 %) ist als typischer Sandquarz ausgebildet. In der Randfazies im Gonerlital zeigt das mikroskopische Bild eine mehr aplitartige Struktur; die einzelnen hellen Gemengteile sind in der Korngrösse gleichmässiger und regelloser verteilt. Als dunkles Gemengteil ist im allgemeinen nur ein Biotit mit olivgrünem Pleochroismus vorhanden; Muskowit erscheint nur ganz untergeordnet. Als Nebengemengteile ist vor allem der Granat (siebstruiert) und der Epidot (oft orthitisch) wichtig; beide Mineralien fehlen nie; meist gehen sie mit Biotit zusammen. Der Fluoritgehalt, den EICHENBERGER angibt, konnte in der aplitartigen Fazies im Gonerlital auch von mir nachgewiesen werden.

Auf der Westseite des Gonerlitales taucht der Granitstock mit ganz scharfer Grenze unter die Orthogneise und die Gesteine der Guspiszone; nennenswerte Kontakterscheinungen wurden keine beobachtet. Ähnliche Verhältnisse trifft man auch beim „Schweif" im Gerental. Einige Aplite und Lamprophyre in der näheren Umgebung des Rotondo-Granites sollen später erwähnt werden.

2. Der Sedelhorn-Diorit

Im obern Teil des Merezenbachtales steht ein weiteres kleines spätpaläozoisches Intrusivvorkommen an; es handelt sich um einen metamorphen Biotit-Quarz-Diorit, von EICHENBERGER (1924) erstmals als Sedelhorn-Diorit beschrieben. Seine Lagerungs- und Kontaktverhältnisse sind denjenigen des Rotondo-Granites sehr ähnlich, nur ist er wahrscheinlich gangähnlich und nicht ein Stock, wie EICHENBERGER in

seinem Profil angibt. Durch das Eindringen dieses Dioritganges wurden die Streifengneise und die Guspiszone in ihrer Lagerung nicht gestört, anderseits ist eine Beeinflussung durch Einschmelzung von Fremdmaterial nicht nachzuweisen; die Kontakte sind durchwegs sehr scharf.

Beschreibung: Beim Sedelhorn-Diorit handelt es sich um ein ziemlich dunkles, eher feinkörniges Gestein von massiger Textur; Biotit und Plagioklas lassen sich schon makroskopisch gut erkennen. Nach den mikroskopischen Untersuchungen besteht das Gestein aus ungefähr 50 % Plagioklas, 5 % Quarz, 30 % Biotit und 15 % Nebengemengteilen, vorwiegend Epidot und Titanit. (Integriertisch-Werte des analysierten Handstücks: Plagioklas 51 %, Quarz 6,5 %, Biotit 28 % und Epidot + Titanit 14,5 %.) Die Struktur ist hypidiomorph und oft etwas sperrig, die Textur in den typischen Varietäten immer noch massig. Beim Plagioklas handelt es sich um einen Oligoklas mit etwa 12 % An; er ist meist polysynthetisch verzwillingt und stark saussuritisiert. Der Quarz ist immer vollständig xenomorph und dient meist als Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasleisten. Der Biotit besitzt einen leicht grünlichen Pleochroismus, jedoch nicht so stark vom normalen Braun abweichend, wie beim Rotondo-Granit. Im Schliff ist er ganz regellos verteilt. Die wichtigsten Nebengemengteile sind Epidot und Zoisit als Saussuritisierungsprodukte sowie Titanit. Erze sind sehr spärlich.

Besonders interessant sind zwei Randprodukte in der Gegend der kleinen Seen oberhalb der Teifschlucht. Wir finden hier im Übergang vom eigentlichen Diorit zum Gneis zuerst eine schieferige Randfazies, dann folgt ein ca. 30 cm breites Band eines dunklen Gesteins, das kleine weisse Einsprenglinge aus Quarz und Plagioklas enthält. Huber (1944) und Gretener (1949) bezeichnen dieses Gestein als porphyrische Randfazies. Ich bin eher der Meinung, es handle sich um einen Lamprophyrgang, der längs der Grenze Diorit-Orthogneis eingedrungen ist. Ganz ähnliche Gesteine finden sich auch in der Nähe des Rotondo-Granitstockes auf dem Grat zwischen Pizzo Gallina und Kilchhorn (westlich des Nufenenpasses).

Die schieferige Randfazies zwischen dem eigentlichen Diorit und dem Lamprophyr ist durch den hohen Epidotgehalt etwas grünlich gefärbt; im übrigen sind Mineralbestand sowie Struktur und Textur mit dem Aussehen des normalen Diorites fast identisch.

Der Lamprophyr ist sehr biotitreich (80 %); die einzelnen Knötchen, die makroskopisch gut erkennbar sind, bestehen aus Quarz und Feldspat. Der Feldspat ist ein fast reiner Albit, der sehr frisch und nicht verzwillingt ist. Dieser Unterschied der Feldspäte weist ebenfalls darauf hin, dass dieses Gestein nicht aus dem Diorit hervorgegangen ist, sondern eine etwas spätere Intrusion darstellt.

Um den Sedelhorn-Diorit innerhalb der verschiedenen spätpaläozoi-

schen Intrusiva des westlichen Gotthardmassives, wie sie SONDER (1921) sehr ausführlich dargestellt hat, etwas besser einreihen zu können, wurde das Gestein von Herrn Prof. J. JAKOB analysiert, wofür ihm auch an dieser Stelle bestens gedankt sei. Die Analysenwerte ergaben folgende Resultate:

SiO_2	56,03
Al_2O_3	16,14
Fe_2O_3	2,08
FeO	5,24
MnO	0,16
MgO	3,43
CaO	5,07
Na_2O	4,55
K_2O	2,97
H_2O+	1,74
H_2O-	0,13
TiO_2	2,19
P_2Of_5	0,36
CO_2	0,00
Summe	100,09

Die daraus berechneten Niggli-Werte:

si	173	k	0,30
		mg	0,46
al	29,5		
fm	34,5	Q	34,7
c	16,5	L	44,8
alk	19,5	M	20,5
ti	5,2		
p	0,5		
h	20		

Als Magmentyp steht der Sedelhorn-Diorit zwischen dem mela-quarzdioritischen und dem peléeitischen Magma.

SONDER (1921) hat in seiner Dissertation gezeigt, dass im Verlaufe der spätpaläozoischen Magmenintrusion des westlichen Gotthardmassivs eine Differentiation festgestellt werden kann, die sich besonders in einer Na-Anreicherung der spätesten Schübe auswirkt. Überträgt man diese Verhältnisse auf den Sedelhorn-Diorit, so ist festzustellen, dass er etwas Na-reicher ist als die übrigen Diorite des Gotthardmassivs, jedoch nicht so stark, wie die Na-Syenite des Siwerbenhorns (Siegfriedkarte: Ywerberhorn). Der Diorit vom Sedelhorn nimmt also eine Zwischenstellung ein, die mit dem Zeitpunkt der Intrusion, nämlich etwas später als der Rotondo-Granit und seine Äquivalente und etwas früher als die letzten ausgesprochen gangartigen Vorkommen, im Zusammenhang stehen dürfte. Es sei hier noch eine kurze Zusammenstellung einiger typischer Analysen aus dem Gotthardmassiv angeführt:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Ufiern-Diorit III/24[1])	167	32	29,5	24,5	14	0,32	0,56
Sedelhorn-Diorit	173	29,5	34,5	16,5	19,5	0,30	0,46
Natronsyenit III/5[1])	214	36,5	14,5	18,5	30,5	0,10	0,42

[1]) Die Zahlen entsprechen dem „Chemismus schweizerischer Gesteine", Beitr. z. Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, XIV. Lief., 1930.

Charakteristisch für den Sedelhorn-Diorit ist die Ähnlichkeit mit Dioriten der Kalkalkalireihe, aber das umgekehrte Verhältnis von c und alk, das aus der relativen Na-Anreicherung resultiert.

Die Quarzdiorite des Rossbodenstockes (AMBÜHL (1930), E. NIGGLI (1947)) sind bedeutend saurer als der Sedelhorn-Diorit, was vor allem bei den QLM-Werten in Erscheinung tritt. Eine auffallende Übereinstimmung herrscht dagegen zwischen dem Sedelhorn-Diorit und dem „schwach feldspatporphyroblastischen, dunklen Ganggestein" von E. NIGGLI (1947).

	Q	L	M
Quarzdiorit, Rossbodenstock	47,1	43,4	9,5
Sedelhorn-Diorit	34,7	44,8	20,5
feldspatporphyroblastisches Ganggestein, Rossbodenstock	34,2	47,8	18,0

Auch das Ganggestein des Rossbodenstockes zeigt ein höheres alk als die normalen Äquivalente des übrigen Gotthardmassives; nach den Verbandsverhältnissen, die am Rossbodenstock-Vorkommen gut beobachtbar sind, stellt E. NIGGLI (1947) dieses Gestein zwischen die Intrusion des eigentlichen Quarzdiorites und die letzten basischen Lamprophyre. Seine Ähnlichkeit zum Sedelhorn-Diorit kann als weiterer Beweis der oben angeführten Zwischenstellung dieses westlichen Dioritvorkommens betrachtet werden.

Ein genaues geologisches Alter des Sedelhorn-Diorites lässt sich nicht bestimmen. Der immer wieder angeführte Beweis einer Nicht-Beeinflussung der ziemlich nahe gelegenen Trias ist nicht zulässig, denn erstens ist nicht eindeutig bekannt, ob die Diskordanz Trias-Altkristallin primärer oder tektonischer Natur ist, zweitens wurde immer wieder darauf hingewiesen, dass die stoffliche Beeinflussung der Nebengesteine eine äusserst geringe war und sich selten über einige Meter erstreckt. Massgebend für eine Altersbestimmung sind allein der Chemismus und der Grad der Metamorphose. Nach dem Chemismus ist schon gezeigt worden, dass der Sedelhorn-Diorit nach dem Rotondo-Granit intrudiert sein muss. Der Grad der Metamorphose ist immerhin so stark, dass er nicht allein auf die alpine Faltungsphase zurückgeführt werden kann — diese ist ja in den massigen Gesteinen des ganzen Gotthardmassives sehr gering —; die letzte herzynische Phase dürfte also noch auf den Sedelhorn-Diorit eingewirkt haben. Als wahrscheinlichstes Alter des westlichen Intrusivvorkommens ist daher das obere Karbon anzusetzen.

3. Die Lamprophyre

Lamprophyrische und aplitische Gänge sind im südlichen Goms nur im östlichen Teil anzutreffen; gegen W treten sie nirgends mehr auf. Dies deutet darauf hin, dass ihr Vorkommen mit den spätherzynischen Intrusionen im Zusammenhang steht. An Lamprophyrtypen treten nur die metamorphen Äquivalente von Kersantiten und Spessartiten auf. Übergänge zwischen den beiden Typen sind vorhanden; das Auftreten dieser Gänge lässt sich sehr gut mit analogen Gesteinen des zentralen und östlichen Gotthardmassivs vergleichen, von wo sie durch SONDER (1921), AMBÜHL (1930) und H. M. HUBER (1943) eingehend beschrieben werden; es soll in dieser Arbeit lediglich auf abweichende Ergebnisse eingegangen werden.

Die Lamprophyre liegen im allgemeinen im höheren Bereich der spätpaläozoischen Intrusiva, meist konkordant und mit scharfer Begrenzung gegen den Streifengneis. Beim Ausscheiden der Lamprophyre im Felde zeigt sich oft noch eine Schwierigkeit: ebenfalls konkordant im Streifengneis kommen auch ziemlich eng begrenzte Paragneiszonen, vor allem aus Biotitschiefer bestehend, vor. Sie sind den Kersantiten, die ebenfalls ziemlich stark verschiefert sind, manchmal so zum Verwechseln ähnlich, dass auch Dünnschliffuntersuchungen keinen eindeutigen Befund lieferten.

Beschreibung

a) Die Kersantite

Die hellen Gemengteile in diesen Typen sind nur Quarz und Plagioklas. Der Plagioklas, ein Albit-Oligoklas (nach Lichtbrechung), überwiegt meistens. Der Anteil der hellen Mineralien (inkl. Calcit, wenn vorhanden) schwankt zwischen 30 und 60 %. Der Biotit, als einziger dunkler Gemengteil in den Kersantiten, bildet gerne xenomorphe Porphyroblasten; charakteristisch ist die schwach olivgrüne Verfärbung. Zoisit und Epidot bilden die sehr typischen Nebengemengteile; auch Chlorit ist häufig anzutreffen. Meist sind die Kersantite praktisch erzfrei. Die Struktur ist fast immer grano- bis nematoblastisch; die Textur weist immer eine ziemlich deutliche Kristallisationsschieferung auf.

b) Die Spessartite

Hornblendeführende Lamprophyre sind im untersuchten Gebiet viel weniger häufig als die Kersantite; ganz reine Spessartite wurden keine gefunden. Der Biotitanteil unter den dunklen Gemengteilen sinkt nie unter einen Drittel. Die hellen Gemengteile Quarz und Plagioklas verhalten sich ähnlich wie in den Kersantiten. Interessanter sind die Umwandlungen der Hornblende, die meist aus einem dunkelbraunen, wenig pleochroitischen Kern besteht, der von einem viel helleren, aber auch stärker pleochroitischen Rand umgeben ist (X hellgelb, Y helles gelbgrün,

Z grün). Die Auslöschungsschiefe beider Individuen beträgt Z/c 15°. Beide Arten besitzen eine mittelgrosse Doppelbrechung; die Lichtbrechung der braunen Hornblende ist etwas höher als diejenige der grünen Varietät. Nach SONDER (1921) ist die braune Hornblende ein Ti-reicher Typus, während H. M. HUBER (1943) keine genauere Bestimmung gibt, sondern nur von einer braunen Hornblende spricht. Bei der grünen Hornblende handelt es sich um Strahlstein. Auch die weiteren Umwandlungen der braunen Hornblende in Biotit und Epidot sind analog zu den Verhältnissen in den übrigen Massivteilen, höchstens dass die Umwandlung in Biotit etwas später einsetzte, z. T. gleichzeitig mit der Strahlsteinbildung.

4. Die Aplite

Helle Ganggesteine sind im Untersuchungsgebiete nur spärlich anzutreffen; ausserdem zeigen sich auch hier Schwierigkeiten in der sicheren Bestimmung gewisser Typen, da durch die metamorphen Veränderungen Konvergenzerscheinungen zwischen alten Quarziten, sehr quarzreichen Paragneisen und eigentlichen Apliten auftreten; ausserdem finden sich metamorphe Quarzporphyre, die den sicheren Apliten stark ähneln. Auffallend ist, dass die sicheren Aplittypen immer Granat führen und nur in der näheren Umgebung der spätherzynischen Intrusivkörper auftreten. Sie sind immer gleichkörnig (Korngrösse zwischen 0,1–0,5 mm). Der längste Aplit, den GRETENER (1949) erstmals ausführlich erwähnt, liegt südlich der Hohbachseen; seine Mächtigkeit beträgt zwischen 2 und 6 m, die Länge ungefähr 200 m. Der Kontakt zum Streifengneis ist scharf; der Aplit selbst ist leicht verschiefert. Die Struktur ist granoblastisch; die Gesteine bestehen aus Quarz, Orthoklas, Albit-Oligoklas, Sericit und Granat sowie einigen Nebengemengteilen wie Biotit, Calcit, Zoisit, Epidot, Apatit, Turmalin und Erze. Ein Zusammenhang mit den spätpaläozoischen Intrusiva konnte nur an einer Stelle wahrscheinlich gemacht werden; es betrifft ein Vorkommen westlich des Pizzo Gallina innerhalb der Guspiszone; ca. 500 m tiefer folgt der Rotondo-Granit.

5. Die Pegmatite

Auch Pegmatite finden sich im westlichen Gotthardmassiv nur an wenigen Stellen, im Gegensatz zum Ostende des Massivs, von wo sie durch verschiedene Autoren wie WINTERHALTER (1930), E. NIGGLI (1944), H. M. HUBER (1943) sowie H. MÜLLI (mündliche Mitteilung) als sehr häufig beschrieben werden. Zur Altersfrage und insbesondere zu einer Einteilung in verschiedene Typen kann vom westlichen Massivteil aus kein grosser Beitrag geliefert werden. Sichere Anzeichen eines Zusammenhanges mit den spätherzynischen Intrusiva fehlen; die meisten Typen gehören wahrscheinlich der Streifengneis-Intrusionsphase an. Die meisten Vor-

kommen bestehen aus Muskowit-Pegmatiten, seltener führen sie etwas Turmalin oder Erze; ein Vorkommen am Grat westlich der Ritzikumme weist ein schönes Implikationsgefüge (schriftgranitische Verwachsung) auf.

6. Einige Gänge zweifelhafter Herkunft und Alters

Innerhalb der nördlichen Paragneiszone finden sich einige aplitähnliche Gesteinstypen, die sich aber mikroskopisch von den jungpaläozoischen Vorkommen sehr gut unterscheiden lassen. Sie sind nicht gleichkörnig, sondern porphyroblastisch mit granoblastischem Grundgewebe. Als Porphyroblasten treten in erster Linie Granat und Plagioklas (Oligoklas) sowie Quarz auf, während die feinkörnige Grundmasse vor allem aus Plagioklas mit wenig Quarz besteht. Die zwei typischsten Vorkommen liegen im Aeginental und im Merezenbachtal auf der rechten Talseite, hart an der Grenze Paragneis–Streifengneis. Wahrscheinlich handelt es sich um metamorphe Quarzporphyre, doch stehen sie kaum im Zusammenhang mit Intrusionen innerhalb der permo-karbonischen Ablagerungen, da dort keine eindeutigen Quarzporphyre, wie sie aus dem E des Gotthardmassives bekannt geworden sind, gefunden werden konnten. Da sie sich aber auch von den sicheren Apliten deutlich unterscheiden, ist für diese Gesteine zweifelhafter Herkunft ein grösseres Alter wahrscheinlich.

7. Zusammenfassung

Im untersuchten Gebiet finden sich verschiedene Zeugen einer ausgedehnten magmatischen Tätigkeit zu Ausgang der herzynischen Faltungsphase. In erster Linie betrifft dies einige massige Intrusivgesteinsvorkommen von Granit und Diorit; daneben treten auch verschiedene Gänge auf, deren Herkunft allerdings nicht mit Sicherheit abzuklären ist.

Über den Differentiationsverlauf der Eruptivgesteine im Gotthardmassiv wurden schon mehrfach Darstellungen gegeben, z. B. P. Niggli (in 1930), A. Stutz (1940) und H. Huber (1943). Im westlichen Gotthardmassiv ist der Variationsreichtum der herzynischen Gesteine viel zu gering, als dass sich eine eigene Darstellung rechtfertigen liesse. Es sei nur darauf hingewiesen, dass sich die spätpaläozoischen Vorkommen analog den übrigen Massivteilen verhalten. Eine Altersfolge der Gangbildungen lässt sich ebenfalls nicht geben, da die Häufigkeit zu klein und die Aufschlussverhältnisse schlecht sind. Kreuzungen und Durchdringungen von Gängen und Intrusivkörpern sowie Nachschübe konnten nicht festgestellt werden; relative Altersbeziehungen lassen sich nur durch Vergleiche mit dem übrigen Gotthardmassiv feststellen.

II. Kapitel

Die Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise s. l.[2])

1. Übersicht

Im Gegensatz zu den spätpaläozoischen Intrusiva, die nur an einigen bestimmten Orten auftreten, bilden die Zweiglimmer-Na-K-Feldspatgneise einen zusammenhängenden Komplex, der den zentralen Teil des westlichen Gotthardmassivs aufbaut. Auf der Karte erscheint diese Ortho- und Mischgneiszone als ein langgestrecktes Ellipsoid, das sich von E her in das untersuchte Gebiet hineinzieht, seine grösste Breite in der Gegend zwischen dem Aeginental und dem Merezenbachtal erreicht und westlich des Rappentales zwischen den Paragneisen auskeilt. Diese Form ist wahrscheinlich durch eine axiale Kulmination des Massivs in der Gegend des Merezenbachtales bedingt; das Auskeilen gegen W und das Schmälerwerden gegen E dürften ihrerseits auf axiale Depressionen zurückzuführen sein. Die axiale Kulmination steht einerseits mit dem Zentrum der Intrusion des Orthogneiskörpers, anderseits mit der Tosakulmination im Zusammenhang.

Der Mineralbestand der Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise ist von sehr geringer Variationsbreite; dagegen können verschiedene Strukturtypen ausgeschieden werden. Ihre Einteilung ist aber nicht sehr einfach, da immer sukzessive Übergänge vorhanden sind von feinstreifigen bis zu grobaugigen Typen; eine Systematik wird immer zu willkürlichen Zuordnungen führen.

Die Genese dieses mächtigen Komplexes eindeutig festzulegen, wird durch verschiedene Umstände erschwert. Zwar sind die Aufschlussverhältnisse im allgemeinen gut, nur im W (Ernergalen) werden die Zusammenhänge, bedingt durch die glaziale Überdeckung, etwas unklarer. Erschwerend ist aber die Polymetamorphose dieser Gesteinsgruppe, wodurch ursprüngliche Unterschiede verwischt oder gar ausgeglichen wurden. Ausserdem sind die Verbandsverhältnisse der einzelnen Gneistypen unter sich sehr verwickelt; die gleiche Varietät lässt sich nur in seltenen Fällen über grössere Strecken verfolgen. Auf Grund von Feldbeobach-

---

[2]) Als Na-K-Feldspäte werden nach E. Niggli (1944) die Alkalifeldspäte mit 5—50 % Na-Gehalt bezeichnet, da Untersuchungen gezeigt haben, dass im westlichen Gotthardmassiv praktisch keine reinen Kalifeldspäte vorkommen, andererseits der Namen Alkalifeldspat auch die Albite umfasst, die im folgenden immer getrennt behandelt werden.

tungen und Dünnschliffstudien soll versucht werden, einen Beitrag zur Lösung dieses nicht nur regionalen Problems zu leisten.

2. Die Strukturtypen

a) Makroskopische Einteilung

I. Deutlicher Na-Kaliumfeldspat-Gehalt:
   a) grob- bis feinkörnige, massige Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise
   b) grobflaserige bis schwach schlierige Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise.
   c) groblagige Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise } Streifengneise s. s.
   d) feinlagige Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise }

II. Na-Kaliumfeldspat-Gehalt zurücktretend:
   Chorismite bis Mikrochorismite, glimmerreiche Mischgneise, immer feinstreifig bis schwach schlierig, manchmal feinkörnig massig.

Mit diesen fünf Typen lässt sich im Felde eine hinreichend genaue Unterscheidung durchführen; eine weitergehende Auftrennung empfiehlt sich nicht, da erstens immer sukzessive Übergänge — vorwiegend in der obigen Reihenfolge — vorhanden sind, und zweitens, weil durch zu viele Typen die Übersichtlichkeit der Kartierung erheblich leiden müsste.

Die am häufigsten anzutreffenden Typen sind die Streifengneise s. s. Die übrigen Varietäten der Orthogneise sind mehr auf das Zentrum des Komplexes konzentriert, d. h. zwischen Gonerli- und Blinnental, während die Mischgneise meist auf die Kontaktzonen mit den Paragneisen der nördlichen und südlichen Umhüllung sowie auf die dachnahen Regionen beschränkt sind. Einige Abweichungen von dieser Regel sollen später noch erwähnt werden.

Kurze makroskopische Charakteristik:

ad Ia) Die massigen Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise sind sehr granitähnlich, vor allem die feinkörnige Varietät. Sie sind sehr hell; der Biotit ist ganz unregelmässig verteilt. Makroskopisch lässt sich der Sandquarz und die Feldspäte sehr gut erkennen. Die feinkörnigen, granitaplitähnlichen Gneise gehen über in eine mehr pegmatitische Fazies, die oft sehr grobkörnig wird (Grösse der Feldspatkomponenten bis 5 cm). Aus dieser grobkörnigen Varietät entwickelt sich ein massiger, porphyrischer Typus, immer mit den gleichen Gemengteilen. Die porphyrischen Einsprenglinge werden durch den Na-K-Feldspat gebildet. Wird dieser porphyrische Orthogneis schieferig, erhalten wir

ad Ib) den ausgesprochenen Augengneis, der quantitativ die massigen Gneise bedeutend überwiegt. Während die hellen Gemengteile im grossen ganzen ähnlich ausgebildet sind wie in Ia), reichert sich der Biotit auf bestimmten Schieferungsflächen an. Diese müssen nicht schön gerade verlaufen, sondern umschliessen

oft die grossen Einsprenglinge. Manchmal ist der Biotit auch unruhig verteilt, was einen mehr schlierigen Typus bedingt. Die grössten Porphyroblasten des Na-K-Feldspates erreichen eine maximale Ausdehnung bis 7 cm; im Gegensatz zum östlichen Gotthardmassiv sind sie aber nie blau gefärbt. Nimmt die Häufigkeit der Porphyroblasten ab, so entsteht im allmählichen Übergang

ad Ic) ein grobstreifiger Gneis mit einzelnen flaserigen Partien. Die Biotit- und Muskowitblättchen sind bei diesem Gestein auf streng parallel gerichteten Schieferungsflächen angereichert; doch wirken auch diese Gesteinstypen im ganzen gesehen noch sehr hell. Aus dieser groblagigen Varietät bildet sich ebenfalls wieder allmählich

ad Id) ein feinlagiger Streifengneis von etwas dunklerer Farbe als Ic). Bei diesen Typen ist schon eine deutliche Abnahme des Gehaltes an Na-K-Feldspat zu beobachten, und allmählich erhält man Typen, die in einer Lage nur noch Plagioklas und Quarz, in der nächsten aber Na-K-Feldspat, Quarz und Plagioklas enthalten, so dass ein sukzessiver Übergang entsteht von den Granitgneisen zu

ad II) eigentlichen Chorismiten, die vorwiegend an der Grenze gegen den typischen Paragneis anstehen, wie im Felde zu beobachten ist. Bei diesen Chorismiten ist die Verteilung von Neosom und Paläosom ganz verschieden. Bei vielen Typen handelt es sich um Stromatite und Ophtalmite, hauptsächlich aber um monoschematische Mischgesteine, die im Gesamten von Neosom durchtränkt wurden und im Felde als feinkörnige, mittelgraue Zweiglimmergneise mit sehr zurücktretendem Na-K-Feldspat-Gehalt von den dunkleren Biotit-Plagioklas-Gneisen und den wesentlich helleren Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneisen gut zu unterscheiden sind.

Wie schon angeführt, ist der Orthogneiskomplex nicht zonar aus diesen Gesteinstypen aufgebaut. Dies beruht einesteils auf der ursprünglichen Form des Intrusivkörpers, so dass man sich einmal mehr im Zentrum, dann aber wieder eher in der Dach- oder Kontaktregion befindet, andernteils mag auch die alpine Gebirgsbildung mit ihren Dislokationen zur Beunruhigung des normalen zonaren Bildes beigetragen haben. So gibt die Kartierung ein ziemlich unruhiges und willkürliches Bild der Verteilung der einzelnen Gesteinsvarietäten.

b) Mikroskopische Beurteilung

Unter dem Mikroskop ist eine deutliche Auftrennung in verschiedene Typen praktisch nicht mehr möglich, da hier die sukzessiven Übergänge noch viel extremer zur Geltung gelangen. Kein Schliff ist im Detail dem andern ähnlich, doch lassen der allgemeine Habitus und die Mineralparagenesen trotzdem auf eine enge Verwandtschaft schliessen. Da sich die Mineralien in allen Na-K-Feldspat-Gneisen ähnlich verhalten, rechtfertigt sich eine zusammenfassende Darstellung; die Strukturen und Texturen sollen anschliessend das Trennende zwischen den einzelnen Typen aufzeigen.

Helle Gemengteile:

Quarz. Sein Anteil schwankt zwischen 15 und 30 %, je grösser der Gehalt an Na-K-Feldspat, desto geringer wird der Anteil des Quarzes. Er ist nie eigengestaltig, in allen Varietäten ist er vollständig xenomorph, die Korngrösse schwankt sehr stark, je nachdem er lediglich als Zwickelfüllung oder als mitbestimmender Gemengteil auftritt. Während der Quarz in den massigen Typen nur kataklastisch ist, zeigt er in andern Varietäten eine ausgezeichnete Blastese.

Feldspäte. In allen Gesteinen der Ortho- und Mischgneiszone treten sowohl Na-K-Feldspäte als auch Plagioklas auf.

Der Anteil der Na-K-Feldspäte schwankt sehr stark zwischen 5 und 30 %; im allgemeinen ist sein Anteil geringer als derjenige des Plagioklases. Meist treten sie porphyroblastisch auf, doch sind auch ganz gleichkörnige Partien feststellbar; die Grösse der einzelnen Individuen in den verschiedenen Strukturtypen schwankt zwischen 0,2 mm und 7 cm (in den grobaugigen Varietäten). Bei den Na-K-Feldspäten stellt man zweierlei Arten fest, die eine weist Mikroklinverzwillingung auf, die andere ist unverzwillingt, dafür oft perthitisch entmischt. Die Korngestalt zeigt Tendenz zur Idiomorphie; meist sind die Körner buchtig, bedingt durch Hinderung beim Wachstum, spätere Reaktionen mit andern Mineralien und durch Stresswirkung der Metamorphose. Myrmekitbildungen und Plagioklasneubildungen sind oft anzutreffen; Schachbrettalbitbildungen sind in den eigentlichen Orthogneisen eher selten. Lichtbrechungsbestimmungen an Körnerpräparaten ergaben für Nz eine Lichtbrechung von 1,527, also etwas höher als für Orthoklas; das Individuum war eindeutig 2-achsig. Der Achsenwinkel wurde mit —85° bestimmt. Die Auslöschungsschiefe auf 001 beträgt 10°. Bei diesem unverzwillingten Na-K-Feldspat dürfte es sich nach den obigen Angaben um einen Na-führenden Orthoklas handeln.

Die Plagioklase bilden in diesen Gesteinstypen meist den Hauptanteil der hellen Gemengteile; ihre volumenmässige Variation beträgt zwischen 20 und 50 %. Die Ausbildung ist in allen Schliffen sehr ähnlich; es handelt sich immer um einen Albit mit ungefähr 10 % An (Lichtbrechung, Auslöschungsschiefe), oft sind sie verzwillingt nach dem Albitgesetz. Manchmal lässt sich auch eine mehr oder weniger grosse Verbiegung der Zwillingslamellen feststellen. Die Plagioklase sind nie klar, sondern immer ziemlich bis sehr stark sericitisiert; nur an den Reaktionsrändern mit dem Na-K-Feldspat sind Neubildungen von Albit anzutreffen. Die Grösse der einzelnen Individuen schwankt zwischen 0,1 und 2 mm; die Grössenunterschiede sind also bedeutend geringer als bei den Na-K-Feldspäten. Plagioklase werden auch nie als Porphyroblasten gefunden. Das Verhältnis der beiden Feldspäte zueinander schwankt ziemlich stark; im Mittel dürfte der Plagioklasanteil 2/5—4/5 betragen. Die Einschlüsse bestehen meist aus Sericit; Zoisit ist nur untergeordnet vorhanden; beide Mineralien sind ganz regellos in den Plagioklaskörnern verteilt.

Dunkle Gemengteile:

Weitaus am wichtigsten unter den dunklen Gemengteilen sind die Glimmer, speziell der

Biotit. Seine Korngrösse ist meist ziemlich klein (max. Grösse 5 mm, durchschnittliche Grösse 0,2—0,5 mm). Der Pleochroismus ist für X hellgelb, Y meist rotbraun, oft aber deutlich hellolivgrün, Z meist dunkelbraun, manchmal auch

dunkelolivgrün. Meist bilden die Biotitblättchen zusammenhängende Paketchen; eine Vergesellschaftung mit Titanit ist relativ häufig. Sagenitgewebe konnte nur in wenigen Schliffen, dafür aber sehr schön nachgewiesen werden. Eine Chloritisierung des Biotites ist nur selten festzustellen; sie ist in den Randpartien des Orthogneiskörpers gegen die Paragesteine zu häufiger. Die Form des Biotites ist immer xenomorph, oft sind die Blättchen sogar ausgefranst, zerfetzt oder in selteneren Fällen gefältelt.

Muskowit ist normalerweise anwesend; Fälle, in denen er vollständig fehlt, sind nicht sehr häufig. Im Gegensatz zum Biotit ist der Muskowit meist grossblätterig entwickelt (durchschnittliche Längserstreckung 0,5—2 mm). In einzelnen Typen ist eine Sammelkristallisation aus Sericit feststellbar; meist scheint er aber ein ursprüngliches Mineral zu sein. Mechanische Deformationen sind eher häufiger als beim Biotit.

Allgemein sind in der Nähe der Glimmeranreicherungen auch die Nebengemengteile angereichert:

Epidot und Zoisit sind fast immer reichlich anzutreffen in allen Variationstypen; der Epidot macht oft den Eindruck einer Sammelkristallisation. Meist ist er farblos, nur selten leicht gelbgrün pleochroitisch. Er ist sehr eng mit Zoisit und Klinozoisit vergesellschaftet. Die beiden letzteren Mineralien kommen oft in ziemlich grossen Individuen vor; der Zoisit bevorzugt allerdings als Erscheinungsform besenförmige Aggregate oder die typische Insekteneierform. Als weitere typische Zersetzungsmineralien treten

Sericit und seltener Chlorit auf. Der Sericit ist meist wirr verteilt im Plagioklas; bei den chorismatischen Typen sind aber auch Sericitlagen häufig.

Apatit und Erz, manchmal schön idiomorph, fehlen in keinem Schliff, Titanit und gerundeter Zirkon sind ebenfalls häufig. Dagegen findet man in keinem typischen Orthogneis Granat.

Der Zeitpunkt der Bildung der heute vorliegenden Mineralien ist nicht für alle auftretenden Arten eindeutig zu bestimmen. Quarz, Feldspäte und der Biotit; Titanit, Apatit, Erze (meist Pyrit) sowie einige sehr seltene Akzessorien (Orthit, Zirkon) sind sicher primär. Eine zweifelhafte Stellung nimmt der Muskowit ein, da nicht überall eine Sammelkristallisation aus Sericit nachgewiesen werden konnte. Andere Autoren (Ambühl (1930), Winterhalter (1930)) tendieren eher zur Ansicht der Neubildung des Muskowits und lassen ihn als primäres Mineral nur in Ausnahmefällen gelten. Tatsächlich lassen sich Zersetzungen am Muskowit nie beobachten; er gehört zu den unverändertsten Mineralien in den Gneisen. H. M. Huber (1943) nimmt den Muskowit seiner Gneise z. T. als primär an; nach meinen Beobachtungen verhält er sich stellenweise so ähnlich dem Biotit, dass eine gleichzeitige Bildung sehr wahrscheinlich ist. Dass er sich während den Metamorphosen so gut hielt, ist den Bedingungen zuzuschreiben, die eine Bildung von Muskowit begünstigten.

Sichere Sekundärmineralien sind Sericit, Epidot, Klinozoisit, Zoisit und Chlorit. Da es sich um die gleichen epizonalen Mineralien wie in

den spätpaläozoischen Intrusiva handelt, dürften sie der alpinen Dislokationsmetamorphose zuzuschreiben sein. Auch die Schachbrettalbitisierung und die übrigen Zersetzungsphänomene der Feldspäte (perthitische Entmischung, Sericitisierung der Plagioklase usw.) sind in den spätherzynischen Intrusiva des westlichen Gotthardmassivs in fast gleichem Masse, wie in den Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneisen, nachweisbar. Dies beweist natürlich noch nicht, dass Zersetzungen in den Orthogneisen doch älterer Natur sind. Nimmt man aber mit H. M. Huber (1943, 182) einen engen Zusammenhang zwischen Schachbrettalbitbildung und Sericitisierung an (und damit eine spätherzynische Umwandlung), ergibt sich als Einfluss einer früheren Metamorphose auf die Streifengneise lediglich eine texturelle Veränderung, während das Gleichgewicht der Mineralassoziation nicht gestört wurde. Durch den Vergleich mit den spätherzynischen Intrusiva kann man für die Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise also mindestens zwei Metamorphosen rekonstruieren, eine erste mit kata- bis mesozonalen Bedingungen (spätestens frühherzynisch), und eine zweite, die alpine Epimetamorphose. Dagegen lassen sich alpine und eventuelle spätherzynische Einflüsse nicht mehr trennen.

Die Textur und die Struktur der Streifengneise

Vergleicht man die verschiedenen Strukturen und Texturen der verschiedenen Streifengneistypen unter dem Mikroskop, kann man zwischen dem rein granoblastischen, massigen Typ (Ia), den porphyroblastischen, ebenfalls massigen Typen (Ib) und dem grano- bis lepidoblastischen, kristallisationsschiefrigen Typ (Id) alle Übergänge erkennen. Immerhin sind auch unter dem Mikroskop die strukturellen und texturellen Merkmale für gewisse Prototypen charakteristisch; sie sollen hier zur Unterstützung der makroskopischen Einteilung kurz angeführt werden.

ad Ia) Die Struktur ist granoblastisch; oft ist noch eine blastogranitische Reliktstruktur erkennbar. Die Korngrössen schwanken nicht stark; i. a. sind die Feldspäte etwas grösser als der Quarz. Die einzelnen Mineralien sind durchwegs hypidio- bis xenomorph; völlig ungeregelte Einschlüsse (Sericit) finden sich nur in den Plagioklasen, die andern Gemengteile sind weitgehend frei davon. Die Textur ist massig und dürfte noch der Textur des ursprünglichen Gesteines entsprechen.

ad Ib) Hier ist die Struktur porphyroklastisch bis schwach porphyroblastisch, das Grundgewebe fein- bis mittelkörnig granoblastisch. Porphyrische bis porphyrartige Reliktstrukturen sind noch häufig anzutreffen. Die Na-K-Feldspäte als Porphyroblasten sind meist hypidiomorph, die übrigen Gemengteile fast vollständig xenomorph. Myrmekitische Bildungen sind selten, dagegen enthalten die Na-K-Feldspäte oft Einschlüsse von Quarztropfen. Die Textur ist flaserig, das Grundgewebe an sich meist massig und die Glimmermineralien schlecht eingeregelt.

ad Ic) Die Struktur ist noch weitgehend granoblastisch bis manchmal schwach lepidoblastisch. Die einzelnen Gemengteile sind meist gleichkörnig bei mittlerer

Korngrösse (0,7—1 mm) und von hypidiomorpher Gestalt. Die Textur ist kristallisationsschieferig, Relikttexturen sind meist nicht mehr erkennbar; die Mineralien, speziell die Glimmer zeigen eine beginnende Einregelung.

ad Id) Die Verhältnisse liegen hier sehr ähnlich wie bei Typus Ic, doch verstärkt sich bei feinkörniger Ausbildung der Mineralien der lepidoblastische Anteil und die Einregelung infolge intensiverer Kristallisationsschieferung.

ad II) Die Strukturen des neosomen Anteils entsprechen vorwiegend denjenigen des Strukturtyps Id, der paläosome Anteil dagegen verhält sich wie die Glimmer-Plagioklas-Gneise (Kapitel IV). Die Textur ist kristallisationsschieferig mit guter Einregelung der Glimmer.

3. Die Entstehung der Streifengneise

Analysen aus dem westlichen Gotthardmassiv sind leider spärlich, doch hatte Herr Prof. J. Jakob die Freundlichkeit, mir ein Gestein des Typus Ia) (Fundort Aeginental) zu analysieren. Ihre Werte seien hier wiedergegeben:

		Die Niggli-Werte:			
SiO_2	64,40				
Al_2O_3	17,58				
Fe_2O_3	2,94	si	267	k	0,45
FeO	0,78			mg	0,29
MnO	0,02	al	43		
MgO	0,77	fm	16,5		
CaO	3,26	c	14,5	Q	47,5
Na_2O	3,57	alk	26		
K_2O	4,43			L	45,5
H_2O+	1,47	ti	2,2		
H_2O-	0,05	p	0,25	M	7,0
TiO_2	0,72	h	21,2		
P_2O_5	0,08				
Summe	100,07				

Das Gestein ist sauer, intermediär alkalisch, c-arm und weist einen geringen Tonerdeüberschuss ($t' = 2,5$) auf.

Nach der Magmeneinteilung von P. Niggli handelt es sich um ein yosemititgranitisches Magma aus der Familie der leukogranitischen Magmen, mit Übergang zu den granitischen Magmen bei Berücksichtigung des etwas zu niedern si.

Der Mineralbestand, mit dem Integriertisch ausgemessen, ergab folgende Zusammensetzung des Gesteins:

Plagioklas (Oligoklasalbit)	48 %
Quarz	19 %
Na-K-Feldspat	14 %
Biotit + Muskowit	16 %
Nebengemengteile	3 %
	100 %

Der Mittelwert aus andern Integriertischmessungen von massigen Gneisen mit einer mittleren Abweichung von ca. ± 5 % ergab folgende Werte: Plagioklas 37 %, Quarz 28 %, Orthoklas 16 %, dunkle Gemengteile 17 %, Nebengemengteile 2 %. Es zeigt sich also, dass die analysierte Varietät auf Kosten des Quarzes und des Orthoklases etwas zu reich an Plagioklas ist, was den niedrigen si-Wert bedingt.

Der kleine Tonerdeüberschuss von 2,5 dürfte die Eruptivgesteinsnatur noch nicht in Frage stellen; auch die Streifengneise von H. M. Huber (1943, Tabelle XXXIII) zeigen oft einen erheblichen Tonerdeüberschuss. Ein Vergleich der chemischen Analyse des Streifengneises aus dem westlichen Gotthardmassiv mit denjenigen des östlichen Massivteils ergeben einige Abweichungen, welche die beiden Komplexe deutlich voneinander unterscheidet. Dies äussert sich vor allem darin, dass sich die Streifengneise des westlichen Gotthardmassivs weder im Q-L-M-Diagramm noch in der Dreiecksprojektion des Mineralbestandes (H. Huber 1943, Fig. 40 und 44) innerhalb des Streifengneisfeldes des östlichen Gotthardmassivs bewegen. Trotzdem liegen die Werte bedeutend näher bei den granitischen Magmen als bei den Biotit- und Mischgneisen, was durch höhere Werte des al, niedrigeres fm und höheres alk gekennzeichnet ist (Biotitgneismittel nach H. Huber 1943, Tab. XXXI: si 255, al 35¼, fm 36¼, c 8¼, alk 20¼). Auf Grund der gleichen Argumente, wie sie H. Huber (1943) für das östliche Gotthardmassiv anführt, betrachte ich auch im westlichen Massivteil die Streifengneise als echte Orthogesteine. Es bleibt nur darauf hinzuweisen, dass die ursprüngliche Stoffzusammensetzung im W nicht so sauer war, sondern sich dem normalgranitischen Magmentyp nähert. Auch die wahrscheinlichen Zusammenhänge von H. Huber (1943, p. 208), wie syntektonische Platzstellung (ähnliche Lagerung und zonale Gliederung wie im E) und die Prägung in grösserer Tiefe, mit nachherigem Emporpressen unter teilweiser Veränderung der Hüllgesteine, können vom W aus bestätigt werden, finden sich doch auch hier z. T. sehr unruhige Strukturbilder, besonders in der Mischgneiszone (Fältelungserscheinungen, feldspatreiche Adern, Einschmelzungen von Paragesteinen in der Dachregion). Auch H. M. Huber selbst weist in seinem Bericht an die Geologische Kommission (1944) auf die grosse Ähnlichkeit des westlichen Gotthardmassivs, speziell im Orthogneiskomplex, mit dem östlichen Teil hin.

4. Die Mischgneise

Unter Mischgneisen werden Gesteine beschrieben, die deutlich Elemente verschiedener Gneistypen, in diesem Falle der Streifengneise und der Glimmer-Plagioklas-Gneise, enthalten. Sie treten im untersuchten

Gebiete quantitativ stark zurück, im Gegensatz zum östlichen Massivteil, wo sie grosse Gebiete als vorherrschende Gesteinsgruppe aufbauen. Im W sind sie vor allem im Gebiete Ernergalen–Rappental–Binntal und in der Gegend des Gerentales angereichert. Auf der Südseite des Orthogneiskomplexes fehlen die Mischgneise fast vollständig, nur am Nufenenpass sind sie in grösserem Massstab am Aufbau der südlichen Paragneiszone beteiligt.

Unter dem Mikroskop bestätigt sich die makroskopische Einteilung (siehe unter 2, p. 333), indem der Na-K-Feldspat, der in den eindeutigen Paragneisen immer fehlt, in den Stromatiten auf einzelne Lagen, in den Ophtalmiten in einzelnen Linsen (Augen) und in den feinkörnigen bis feinschiefrigen Typen statistisch verteilt ist. Es lässt sich auch sehr schön feststellen, dass der Na-K-Feldspat und manchmal auch frischer Plagioklas (Albit-Oligoklas) als Neosom aufzufassen sind. Diese Mineralien weisen nämlich die gleiche Ausbildung und ähnliche Zersetzungserscheinungen wie in den Streifengneisen auf, während die Mineralien des Paläosoms, vor allem der Plagioklas, bedeutend stärker zersetzt sind und damit den entsprechenden Mineralien der Biotit-Plagioklas-Gneise gleichgesetzt werden können. Diese Ähnlichkeit erübrigt eine genauere Beschreibung; die einzelnen Elemente sind in den entsprechenden Kapiteln ausführlich wiedergegeben.

Eine Ausnahme macht lediglich der Quarz, der oft reliktisch, daneben aber auch weitgehend rekristallisiert auftritt. In diesem Falle bildet er Porphyroblasten, wobei nicht mehr eindeutig feststellbar ist, ob er nun aus dem ursprünglichen Gestein selbst stammt oder mit den Feldspäten zusammen zugeführt wurde. Im ersteren Falle würde es sich dann um einen Amphi-Chorismit, im zweiten um Exo-Chorismite handeln.

Neben den erwähnten hellen Mineralien trifft man als dunkle Gemengteile vor allem Biotit, daneben Muskowit und Chlorit. Ihr volumenmässiger Anteil schwankt innerhalb der einzelnen Typen sehr stark, je nachdem die Varietäten mehr Neosom oder Paläosom enthalten.

Da die Mischgesteine die Übergänge zwischen Paragneisen und dem zentralen Orthogneiskörper darstellen, ist es naturgemäss bei den randlichen Typen oft schwierig, eine eindeutige Charakterisierung vorzunehmen. Da die Breite der ganzen Mischgneiszone selten 50—100 m übersteigt, treten für die Kartierung aber keine grössere Schwierigkeiten auf.

Im übrigen ähneln auch hier die Verhältnisse dem östlichen Massivteil sehr stark.

Eigentliche Migmatite im Sinne Sederholms konnten im westlichen Gotthardmassiv nirgends nachgewiesen werden.

5. Vergleich mit andern Partien des Gotthardmassivs

Zusammen mit dem Orthogneiskomplex des Dissertationsgebietes von H. Huber (1943) bilden die Zweiglimmer-Na-K-Feldspatgneise des

westlichen Gotthardmassivs die beiden grössten zusammenhängenden Vorkommen. In der Gegend des Gotthardpasses (z. B. AMBÜHL 1930) setzten die eindeutigen Orthogneise öfters aus, oder ihre Zonen sind bedeutend schmäler. Der Vergleich mit H. HUBER wurde schon öfters gezogen; im grossen ganzen sind sich die Vorkommen und die darin auftretenden Phänomene ziemlich ähnlich. Einige Differenzen sollen nachstehend kurz erläutert werden.

Auf den Unterschied der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung der Orthogneise wurde bereits unter 3. hingewiesen.

Ein weiterer Unterschied zeigt sich darin, dass im W des Gotthardmassivs der Typenreichtum der Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise und speziell derjenige der Chorismite bedeutend geringer ist als im E. Die Übergänge in die älteren Paragneise sind im untersuchten Gebiet meist auf kurze Distanzen beschränkt und damit auch der Variationsbereich der Mischgesteine. Dies gilt vor allem für die granatreichen Chorismite, die im W fast vollständig fehlen.

Eine weitere Bemerkung soll hier angebracht werden: Der Zusammenhang der Schachbrettalbit-Bildung mit der Sericitisierung, wie er speziell von H. HUBER (1943, p. 178) hervorgehoben wird, ist im W nicht so eng. Mehrere Messungen mit dem Universaldrehtisch (Achsenwinkel (TRÖGER 1952)) ergaben einen ziemlich grossen Na-Gehalt des Kalifeldspates (bis 50 %), so dass die Albitisierung der Na-K-Feldspäte z. T. auch als Entmischung gedeutet werden könnte.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Verhältnisse in bezug auf Bildungsweise und Auftreten des Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneis-Komplexes im Zentrum der Achsenkulmination im westlichen Gotthardmassiv im grossen ganzen analog den Vorkommen in den andern Teilen sind, nur dass sich die Verhältnisse einfacher ergeben und die Untersuchung sich vorteilhafter gestaltete.

6. Zusammenfassung

Der kristalline Kern des westlichen Gotthardmassivs wird durch einen Komplex polymetamorpher Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise, deren makroskopisches Aussehen stark schwankt, aufgebaut. Diese Orthogneise erstrecken sich vom Gebiete des Ernergalens im W bis an den Ostrand des untersuchten Gebietes und weiter ins Wyttenwassertal hinein. Durch verschiedene Paragesteinszüge wird der Orthogneiskomplex der Länge nach in zwei bis drei Teile aufgespalten. Im Gegensatz zu den spätherzynischen Intrusiva zeigt dieser ursprüngliche Granitkomplex eine intensive Beeinflussung der älteren Paragesteine, die als nördliche

und südliche Hülle den kristallinen Aufbau des westlichen Gotthardmassivs abschliessen. Die Ähnlichkeit mit der Streifengneisregion des Val Medels ist frappant, lediglich der einfachere Aufbau und eine etwas andere ursprüngliche Stoffzusammensetzung deuten auf einen Unterschied hin.

III. Kapitel

Die Amphibolite i. w. S. und übrige basische Einlagerungen

1. Vorkommen

Sowohl in der nördlichen Paragneiszone als auch in der wichtigsten Synklinalzone innerhalb des Streifengneises, in der Distelgrat-Zone (nach EICHENBERGER (1924) als Guspiszone bezeichnet), finden sich in wechselnden Mengen verschiedene Vertreter der Amphibolitgruppe sowie Strahlstein- und Serpentinlinsen. In der nördlichen Paragneiszone tauchen vor allem in den einzelnen Quertälern, immer etwa 100—200 m von der nördlichen Grenze des Altkristallins des Gotthardmassivs entfernt, Amphibolite oder Serpentinlinsen auf. Sie liegen alle auf einer Linie, die sich konkordant zum Streichen vom Spissbach (südlich Selkingen) über das Gerental und den Tällisgrat hinaus weiter nach E bis in die bekannten Vorkommen von Kämmleten und Gigestaffel ob Hospental verfolgen lässt. In dieser Zone liegen vor allem die relativ häufigen, allerdings meist kleineren Serpentinvorkommen; die Hauptmasse der Amphibolite dagegen liegt in der Distelgratzone, d. h. in der Paragneiszone, die sich inmitten der Streifengneise vom Nordgrat des Pizzo Gallina übers Aeginental hinweg in die Gegend des Distelsees und Distelgrates, der Hohbachseen den Ernergalen bis zur Höhe des Rüfibaches erstreckt. In der Paragneiszone des Südrandes des Altkristallins fehlen basische Gesteine dagegen vollständig. Die Mächtigkeiten der Amphibolite schwanken ziemlich stark zwischen einigen dm bis etwa 20 m. Die Grösse der Serpentinlinsen ist ebenfalls sehr unterschiedlich; die kleinsten (z. B. im Spissbach) haben eine maximale Längenausdehnung von 60 cm, die grösseren, ausbeutbaren Vorkommen erreichen bis 50 m in der grössten Erstreckung.

2. Beschreibung der Amphibolit-Strukturen

In diesem Abschnitt werden alle Hornblende führenden Gesteine berücksichtigt, also auch die Hornblendegneise und Hornblendeschiefer;

getrennt davon sollen die Serpentinlinsen und ihre Umwandlungsprodukte behandelt werden.

a) Feinkörnige bis gefleckte Amphibolite

Diese beiden Arten stellen den Normaltypus der im Gebiete des westlichen Gotthardmassivs auftretenden Amphibolite dar. Da sie durch Übergänge miteinander verbunden sind, rechtfertigt sich ihre gemeinsame Behandlung. Makroskopisch handelt es sich um dunkelgrüne Gesteine mit meist massigem Habitus (vor allem bei den gefleckten Varietäten), daneben sind auch mehr schiefrige Typen anzutreffen. Die Farbe der Gesteine schwankt je nach dem Hornblende-Gehalt. Als Mineralien erkennt man makroskopisch kleine Hornblendekriställchen, daneben Plagioklas und Quarz und in einzelnen Handstücken, speziell in Äderchen angereichert, Epidot. Die Aufschlüsse der Amphibolite sind im allgemeinen sehr schlecht; wechselseitige Beziehungen zwischen den einzelnen Typen können im Felde nur selten beobachtet werden.

Unter dem Mikroskop bietet sich folgendes Bild:

Als helle Gemengteile findet man Quarz und Plagioklas. Der Quarz ist als xenomorphe, manchmal längliche Körner mosaikartig in fast jedem Schliff vorhanden; sein mengenmässiger Anteil steht im umgekehrten Verhältnis zum Vorkommen der Hornblende; tritt Hornblende zu mehr als 50 % aller Gemengteile auf, schwindet der Anteil des Quarzes auf meistens unter 5 %. Der Plagioklas ist ebenfalls xenomorph und meist ohne Zwillingsbildung entwickelt; seine Zersetzung ist minim, nur in seltenen Fällen ist er stark sericitisiert. Nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe handelt es sich um einen Oligoklas-Albit.

Die Hornblende, als wichtigster Gemengteil dieser Gesteinsgruppe, weist immer ausgesprochen xenoblastische Formen auf, jedoch ohne Resorptionserscheinungen. Lediglich eine leichte Biotitisierung ist fast in jedem Schliff feststellbar. Die Grösse der einzelnen Individuen beträgt zwischen 0,3 und 3 mm. Der Pleochroismus ist für X hell gelbgrün, für Y dunkel gelbgrün und für Z blaugrün. Eine leichte Brauntönung, speziell für Y ist ziemlich oft zu beobachten. Die Doppelbrechung (mit dem Berek-Kompensator bestimmt) beträgt 0,24. Die Auslöschungsschiefe Z/c schwankt zwischen 16 und 20°. Nach diesen Daten handelt es sich um eine gewöhnliche grüne Hornblende. In den massigen Gesteinen liegen die einzelnen Hornblendekristalle wirr durcheinander, aber auch in den schiefrigsten Typen lässt sich nie eine vollständige Regelung feststellen; die einzelnen Xenoblasten liegen höchstens ungefähr parallel zur Schieferung.

Als weitere Gemengteile treten immer auf: Titanit, oft als Leukoxenrand zersetzter Ilmenitkörner und Erz (Ilmenit, Pyrit und Limonit), beide als Leitnebengemengteile dieses Amphibolittypus. Daneben findet man Biotit von normalem Pleochroismus als Zersetzungsprodukt der Hornblende, Epidot und Zoisit, ersterer oft in grossen Idioblasten. Als seltene Gemengteile trifft man Apatit und Zirkon.

Eine Integriertischanalyse eines dunklen, gefleckten Amphibolites ergab die

folgenden Werte: Quarz 10%, Oligoklas-Albit 29%, Hornblende 55%, übrige Gemengteile 6%. Der Quarzgehalt dieses Gesteins ist noch ziemlich hoch; andere Typen enthalten dieses Mineral nur sporadisch.

Die Textur der körnigen und gefleckten Amphibolite ist vorwiegend massig mit Übergängen zu kristallisationsschiefrigen Typen. Die Struktur ist granoblastisch bei den fleckigen Varietäten bis diablastisch in den ausgesprochen feinkörnigen Amphiboliten. Ursprüngliche Strukturen lassen sich in keinem Schliff erkennen.

b) Granat-Amphibolite

Eine weitere, allerdings viel seltener vorkommende Varietät, die mit den unter a) beschriebenen Amphiboliten nahe verwandt und auch durch Übergänge verbunden ist, bilden die Granat-Amphibolite. Sie sind sowohl in der Distelgratzone als auch in den nördlichen Paragneisen anstehend. Der Granat ist oft schon makroskopisch sichtbar, wobei auch Kelyphiträndер in einzelnen Fällen wahrnehmbar sind. Im Gegensatz zum östlichen Gotthardmassiv (H. Huber, 1943) bilden die Granat-Amphibolite des westlichen Massivteils keine grösseren unabhängigen Komplexe, sondern sie sind ausschliesslich in schmalen Zonen von höchstens 2—3 m Mächtigkeit oder in ganz schmalen Bändchen mit den übrigen Amphibolitvorkommen vergesellschaftet. Sie stehen damit den Vorkommen des nördlichen Randes des östlichen Gotthardmassives (E. Niggli, 1944) bedeutend näher als den Amphiboliten der Mottanaira-Zone (H. Huber, 1943). Ebenfalls in Übereinstimmung damit steht die Tatsache, dass im W Injektionen mit Ausnahme einiger Aplite in der Nähe des Rotondo-Granites fast vollständig fehlen.

Mikroskopisch lässt sich feststellen, dass Quarz und Plagioklas im allgemeinen gleich ausgebildet sind wie in den unter a) beschriebenen Typen. Auch die Hornblende zeigt die gleichen Daten und Merkmale. Als neuer Gemengteil tritt der Granat hinzu. Seine Grösse schwankt zwischen 0,2 und 5 mm, wobei die kleineren Individuen meist idioblastisch, die grösseren dagegen rundlich und poikiloblastisch entwickelt sind. Die Zersetzung in Chlorit + Biotit und randliche Kelyphitbildung (Plagioklas + Hornblende + in seltenen Fällen noch etwas Zoisit) ist in einzelnen Vorkommen so weit fortgeschritten, dass nur noch wenige kleine, isolierte Reste des blassrosa gefärbten Granates vorhanden sind. Andere Vorkommen zeigen dagegen den Granat noch fast vollständig intakt. Auffallend ist der Zusammenhang zwischen starker Zersetzung des Granates und vermehrtem Auftreten des Biotites und Zoisites; der Biotit darf aber nur z.T. als Umwandlungsprodukt der Hornblende betrachtet werden; zum grösseren Teil ist sein Auftreten selbständig. Die übrigen Gemengteile verhalten sich ähnlich wie in den feinkörnigen Amphiboliten, höchstens das Verhältnis Titanit zu Epidot ist umgekehrt, das heisst die Mineralien der Epidotgruppe sind bedeutend häufiger.

Eine Integriertischanalyse eines Granat-Amphibolites mit fast unzersetztem Granat und sehr wenig Biotit zeigte folgende Volumenprozente: Quarz 24, Plagio-

klas 28, Hornblende 32, Granat 6, übrige Gemengteile (Biotit, Epidot + Zoisit, Titanit und Erz) 10.

Angesichts des hohen Quarzgehaltes sei hier noch eine Bemerkung zur Nomenklatur hornblendeführender Gesteine angebracht. H. HUBER (1943) fasst in seinen Volumenangaben über die Mineralien Quarz und Plagioklas meist zusammen, doch beschreibt auch er Typen mit über 10 % Quarz. SPAENHAUER (1932) führt in seiner Arbeit Amphibolite mit einem Quarzgehalt bis zu 35 % auf. In dieser Arbeit wird der Name Amphibolit auch für quarzreiche Hornblendegesteine gebraucht, die im Felde vom eigentlichen Amphibolittypus nicht wesentlich abweichen und mit ihnen in engem Zusammenhang stehen. Makroskopisch lässt sich ein erhöhter Quarzgehalt nämlich nicht feststellen. Es wird daher zugunsten einer vereinfachten Feldaufnahme auf eine genau dem Mineralbestand der üblichen Systematik angepasste Nomenklatur verzichtet. Es finden sich also unter all den hier beschriebenen Amphiboliten auch solche, die quarzreiche Amphibolite oder Hornblendegneise genannt werden müssten.

Die Textur der Granat-Amphibolite ist meist massig, mit Übergängen zu Kristallisationsschieferung unter gleichzeitiger stärkerer Zersetzung des Granates. Die Struktur ist porphyroblastisch mit grano- bis nematoblastischem Grundgewebe mit Übergängen zu diablastischen und Kelyphitstrukturen.

c) Gebänderte Amphibolite

Auch diese Chorismite zeigen verwandtschaftliche Beziehungen zu den feinkörnigen Amphiboliten, indem besonders die schiefrigen, feinkörnigen Varietäten eine feine Bänderung aufweisen können, die oft gröber wird, bis die hellen Lagen eine Mächtigkeit von mehreren cm erreichen. Dabei können sie auch mehr schlierige Partien bilden, die ihrerseits wieder mit hellen massigen Hornblendegneisen vergesellschaftet sind. Die hellen Lagen bestehen meist nur aus Quarz und wenig zersetztem Plagioklas, wobei der letztere eine starke Tendenz zur Idiomorphie aufweist. Bei den breiteren hellen Adern kommen noch Granat und Biotit hinzu sowie einige Hornblendexenoblasten, so dass man den Eindruck bekommt, es handle sich um eine konkordante Einlagerung von aplitischem Material. Die Amphibolite zeigen also in geringerem Masse die gleichen Erscheinungen wie die Mischgneise, die allerdings (auch in der Guspiszone) eine viel grössere Ausdehnung erreichen.

Die Mineralien verhalten sich unter dem Mikroskop genau gleich wie bei den unter a) und b) beschriebenen Typen. Die Textur ist meist massig bis leicht kristallisationsschiefrig, die Struktur des Kyriosoms ist nematoblastisch, diejenige des Akyrosoms granoblastisch.

d) Hornblendegneise

Vor allem beidseits des Aeginentals (vom Nordgrat des Pizzo Gallina bis zum Distelgrat) finden sich einige grössere Komplexe von leukokraten

Hornblendegneisen. Es handelt sich dabei wie bei den andern Amphibolitvorkommen um langgestreckte Linsen, die vorwiegend aus massigen, manchmal aber auch schiefrigen Gesteinen bestehen. Mit zunehmender Schieferung tritt gleichzeitig eine Bänderung auf, die allmählich zu Gesteinen der Gruppe c) überführt.

Die massigen Varietäten zeigen unter dem Mikroskop vor allem xeno- bis hypidiomorphe Plagioklase, die nur leicht zersetzt sind. Ihr An-Gehalt beträgt ungefähr 30% (Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe); es handelt sich hier um den basischsten Plagioklas, der im ganzen untersuchten Gebiete gefunden werden konnte. Daneben findet man auch einzelne Na-K-Feldspäte und Quarz. Als dunkler Gemengteil tritt nur die gewöhnliche grüne Hornblende in leicht poikiloblastischen Xenoblasten auf. Als Nebengemengteile figurieren nur Epidot und einige Klinozoisitkörner, Erz fehlt fast vollständig, Titanit überhaupt. Glimmermineralien konnten mit Ausnahme einiger Sericitschüppchen, die von der Zersetzung des Plagioklases stammen, nicht nachgewiesen werden.

Die Textur ist vollständig massig, die Struktur ist granoblastisch mit starken Anklängen an Eruptivgesteinsstrukturen.

Die schiefrigen Typen weisen einen ganz ähnlichen Mineralbestand auf, neu tritt Biotit hinzu. Dieser zeigt einen normalen Pleochroismus und ist aus der Hornblende hervorgegangen. Gleichzeitig verschwinden die Na-K-Feldspäte, die in den schiefrigen Hornblendegneisen vollständig fehlen. Auch die Plagioklase sind bedeutend stärker zersetzt; dafür findet sich viel häufiger Zoisit.

Die Textur ist gut kristallisationsschiefrig, die Struktur grano- bis nematoblastisch.

e) Biotit-Amphibolite

Auch dieser Typus ist sowohl in der Distelgratzone als auch in der nördlichen Paragneiszone ziemlich häufig anzutreffen. Im Felde können vereinzelt Übergänge vom biotitreichen Amphibolit zu feinkörnigen, praktisch biotitfreien Varietäten beobachtet werden. Im Streichen ist eine Verfolgung der Zusammenhänge dagegen praktisch nie möglich, da alle Amphibolitarten nur in Linsen auftreten und überdies meist schon nach kurzer Strecke wieder von Schutt bedeckt oder überwachsen sind. Meist finden sich die Biotit-Amphibolite am Rande der feinkörnigen oder gebänderten Arten gegen die Plagioklasgneise zu, sie erreichen aber nur selten eine grössere Mächtigkeit als 4—5 m. Die Grenze gegen den Biotit-Plagioklasgneis zu ist immer scharf.

Unter dem Mikroskop beobachtet man folgende Mineralparagenesen:

Quarz in vollständig xenomorphen Körnern, mengenmässig oft ziemlich stark zurücktretend, manchmal als Zwickelfüllung zwischen den dunklen Gemengteilen, manchmal ein Gemenge mit Plagioklas bildend oder in selteneren Fällen einzelne Körner stark rekristallisiert.

Plagioklas, immer leicht bis stark sericitisiert und von zahlreichen Zoisitkörnchen durchsetzt, in einzelnen Vorkommen stark verzwillingt, in andern Schliffen

wieder fast nicht. Die Korngrösse ist variabel zwischen 0,1 und 0,6 mm, je nach Körnigkeit des Gesteins. Nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe handelt es sich um einen Oligoklas-Albit.

Hornblende, optisch die gleichen Eigenschaften aufweisend wie in den übrigen Amphibolittypen, also eine gewöhnliche grüne Hornblende, immer xenoblastisch. Die Grösse schwankt zwischen den einzelnen Vorkommen sehr stark, ist jedoch innerhalb des einzelnen Schliffes gleichmässig.

Biotit, normalen Pleochroismus (X hellgelbbraun, Z dunkelbraun) aufweisend. Er ist immer xeno- bis hypidiomorph, die Korngrösse entspricht ungefähr derjenigen der Hornblende. Meist ist der Biotit gleichmässig beigemengt, manchmal ist er aber auch porphyroblastisch auf Schieferungsflächen angereichert. Eine Umwandlung aus Hornblende kann oft beobachtet werden. Einschlüsse von Erz, ganz selten Rutil, können festgestellt werden. Der Biotit ist wie die Hornblende nicht oder nur ganz schlecht eingeregelt.

Als Nebengemengteile treten besonders Titanit (oft als Leukoxenrand der zahlreich vorhandenen Ilmenitkörner) und Glieder der Zoisit-Epidot-Gruppe auf. Als weiterer wichtiger Gemengteil, der auch in andern Amphibolittypen sporadisch, jedoch in den Biotit-Amphiboliten regelmässig anzutreffen ist, tritt der

Calcit hinzu. Er bildet immer Xeno- bis Porphyroblasten und ist oft mit Zoisit und Epidot vergesellschaftet. Daneben findet man als Akzessorien Apatit, Erz (Ilmenit, wie bereits erwähnt) und vereinzelt Chlorit als Umwandlungsprodukt von Biotit.

Die Mengenverhältnisse schwanken sehr stark; die Volumenanteile betragen schätzungsweise: Quarz 5—15 %, Plagioklas 20—50 %, Hornblende 20—45 %, Biotit 5—20 % und die übrigen Gemengteile bis maximal 10 %. Im allgemeinen lässt sich eine Vermehrung des Quarzes bei vermehrtem Auftreten von Biotit feststellen.

Die Textur ist schlecht bis gut kristallisationsschiefrig, die Struktur grano- bis vorwiegend nematoblastisch, vereinzelt porphyroblastisch.

f) Porphyroblastischer Amphibolit

Ca. 200 m südlich des Kilchhorns (nördlich vom Nufenenpass) zieht ein Amphibolitzug innerhalb der südlichen Misch- und Paragneiszone konkordant zu den begleitenden Chorismiten vom Aeginental gegen das Bedrettotal hinüber. Neben feinkörnigen Amphiboliten findet sich etwa 100 m nördlich des Seeleins westlich des Nufenenpasses (673,1/147,9) als einziges Vorkommen im untersuchten Gebiet ein porphyroblastischer Amphibolit.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die makroskopisch gut erkennbaren, bis 1 cm grossen Hornblendeporphyroblasten aus Gruppen von mehreren Einzelindividuen bis 3 mm Grösse bestehen. Sie ist optisch identisch mit den andern Vorkommen, dagegen ist sie viel stärker poikiloblastisch. Die Porphyroblasten lösen sich am Rande in viele einzelne Körner auf, die ebenfalls xenomorph ausgebildet und regellos eingelagert sind. Daneben findet man Quarz und relativ frischen Plagioklas sowie reichlich Granat. Diese Mineralien verhalten sich gleich wie in den bereits beschriebenen Amphibolitgesteinen. Es dürfte sich bei diesem

Typus um einen Granatamphibolit mit ausgesprochener Sammelkristallisation handeln.

Die Textur ist massig, die Struktur grano- bis diablastisch.

3. Die Entstehung der Amphibolite

Auch über diese Gesteine existieren, wie bei den Biotit-Plagioklas-Gneisen, im untersuchten Gebiet keine chemischen Analysen, was einen Vergleich auf dieser Basis mit den andern Vorkommen im übrigen Gotthardmassiv verunmöglicht. Die nördliche Zone mit ihren Serpentineinlagerungen lässt sich ohne weiteres gegen E ins Gebiet von E. AMBÜHL (1930) verfolgen, nur dass dort die Amphibolitvorkommen scheinbar noch spärlicher werden. Über die Fortsetzung der südlichen Para- und Mischgneiszone mit ihren Amphiboliteinlagerungen sind wir bis heute noch nicht genauer orientiert; eine vergleichende Betrachtung lässt sich dort nicht anstellen. Auch über die östliche Fortsetzung der Distelgratzone existieren bis heute nur Vermutungen. EICHENBERGER (1924) nannte diesen Amphibolitzug Guspiszone, weil er in diesem Paragneiszug eine Fortsetzung der Guspiszone im Gotthardpassprofil sah. SONDER (1921) beschreibt zwar einen „Synklinalzug", den er als Guspis-Leckihorn-Synklinale bezeichnet und der in der östlichen Fortsetzung der Distelgratzone des untersuchten Gebietes liegen würde, doch fehlen zu einem Vergleich eingehende Beschreibungen der darin auftretenden Gesteine. FISCHER (1923) gibt in seiner Arbeit eine Detailskizze des Witenwasserengletschers (Siegfriedkarte: Wyttenwassergletscher) einen Amphibolitzug von ca. 100 m Mächtigkeit an, der im Streichen der Distelgratzone des westlichen Gotthardmassivs genau entsprechen würde. Er beschreibt auch ganz ähnliche Amphibolittypen, wie sie weiter westlich gefunden werden können; doch scheinen sie durch die spätherzynischen Intrusiva bedeutend stärker beeinflusst worden zu sein. Auf der Karte von AMBÜHL (1930), die nicht direkt an die Kartierung von FISCHER anschliesst, befinden sich bereits zwei Amphibolitvorkommen, das eine am Kastelhorn, das andere südlich davon am Pizzo Centrale. Weiter im E, in der Gegend des Lukmanierpasses, unterscheidet H. HUBER (1943) bereits fünf Paragneiszonen, wovon vier Amphibolite führen. Da zwischen FISCHER und AMBÜHL eine Lücke klafft, ist eine Parallelisation mit einer bestimmten Zone von HUBER nur bedingt möglich; nach seinen eigenen Beobachtungen im westlichen Gotthardmassiv (H. HUBER, 1944) soll die Distelgratzone seiner Motta naira-Zone sehr ähnlich sein. Im ganzen stimmt die Gesteinsserie dieser östlichen Zone mit derjenigen der Distelgratzone im untersuchten Gebiet gut überein, doch sind auch

einige Abweichungen feststellbar, auf die im nächsten Abschnitt noch eingegangen wird.

Als sicher darf man annehmen, dass die Amphibolitvorkommen des untersuchten Gebietes nicht isoliert dastehen, sondern mit den übrigen Paragneiszonen des Gotthardmassivs zusammenhängen. Wie weit die genetischen Deutungen früherer Autoren auf die westlichen Vorkommen zutreffen, soll im folgenden untersucht werden.

FISCHER (1923) nimmt primäre kalkig-tonige Sedimente an, die durch aplitische Injektionen des spätherzynischen Magmenzyklus in Hornblende-Granat-Plagioklas-Gesteine mit Quarz umgesetzt wurden. Spätere Einwirkungen von Gasen und Dämpfen und nochmalige Aplitintrusion hätten dann die Kelyphitbildung und Korrosion der Hornblende zur Folge gehabt. Seine Annahmen mögen auf das von ihm untersuchte Gebiet zutreffen, da sich seine Aufschlüsse sehr nahe an den spätherzynischen Granitintrusionen und dem anschliessenden Gangsystem, das er ausführlich beschreibt, befinden. AMBÜHL (1930) gibt keine eingehendere Genese der Amphibolite, sondern schreibt lediglich von „metamorphen, mergeligen Sedimenten"; er betrachtet seine Vorkommen also als reine Para-Amphibolite. Auch KRIGE (1918) und EICHENBERGER (1924) nehmen mit Ausnahme einiger metamorpher Ganggesteine für die Amphibolite sedimentären Ursprung an, immer wieder auf die enge Verbindung zu den Biotit-Plagioklas-Gneisen hinweisend. WINTERHALTER (1930), dessen Vorkommen mit dem von mir untersuchten Gebiete allerdings keinen direkten Zusammenhang mehr aufweisen, nimmt vorwiegend eine Entstehung aus Sedimenten unter Stoffzufuhr (aus den spätherzynischen Granitmassen, Medelsergranit) an, beschreibt aber daneben auch einige wenige Ortho-Amphibolite und reine metamorphe Para-Vorkommen ohne Stoffzufuhr. Eine ausführlichere Darstellung gibt H. HUBER (1943); für ihn sind die Amphibolite teils sedimentären, teils eruptiven Ursprungs, wie WINTERHALTER beschreibt auch er stoffliche Zufuhr, jedoch aus dem Streifengneismagma, nicht von den spätherzynischen Intrusiva hergeleitet. E. NIGGLI (1944) nimmt zur Genese der Amphibolite des Gotthardmassivs keine eigentliche Stellung.

H. HUBER gibt auch eine allgemeine Übersicht über die Entstehungsmöglichkeiten von Amphiboliten (H. HUBER, 1943, p. 226). Dazu seien hier noch einige Beispiele aus der Schweiz hinzugefügt. SPAENHAUER (1932) beschreibt eingehend Amphibolite aus dem Silvrettakristallin. Als einzigen schlüssigen Beweis für wirkliche Orthonatur hält er eingelagerte basische Eruptiva oder einwandfreie Relikt-strukturen. Für Amphibolite sedimentären Ursprungs stützt er sich dagegen nur auf wahrscheinliche Kriterien, so die Einschaltungen von Paragneisen und unterschiedliches Verhalten der Amphibolite gegenüber der Metamorphose. FORSTER

(1948) dagegen betrachtet es als nicht zulässig, bei engem Zusammenauftreten von sicheren metamorphen Sedimenten auf den Paracharakter der Amphibolite zu schliessen, wenn nicht noch andere Beweise, deren er eine ganze Liste anführt, vorhanden sind.

Eine Zusammenstellung der Argumente für die Orthonatur der Amphibolite im westlichen Gotthardmassiv ergibt folgende Punkte:

1. Das enge Zusammenauftreten mit basischen Eruptiva (die nachfolgend beschriebenen Serpentinlinsen).
2. Die vor allem bei intermediären Typen (Hornblendegneisen mit massiger Textur) noch anzutreffende Reliktstruktur.
3. Der hohe Titan- und Ilmenitgehalt einzelner Typen.
4. Das Auftreten in Linsen und stockartigen Vorkommen.

Als Kriterien für eine sedimentäre Entstehung können die folgenden Tatsachen gelten:

1. Die z. T. quarzreichen Amphibolite mit extrem siebstruierter Hornblende.
2. Lagige Varietäten mit einzelnen Lagen, die fast nur aus Calcit und Zoisit bestehen.
3. Die an einzelnen Typen viel stärker festzustellende Beeinflussung durch das Streifengneismagma, eine so starke Injektion, wie sie sonst nur an Biotit-Plagioklas-Gneisen festzustellen ist.
4. Die manchmal anzutreffende Wechsellagerung von schmalen und breiten Paragneis- und Amphibolitzonen.

Die letzteren Argumente besitzen zwar nur einen, wenn auch hohen Wahrscheinlichkeitswert, doch lassen sie das Vorkommen von Para-Amphiboliten neben sicheren Ortho-Amphiboliten innerhalb der Paragneiszonen des westlichen Gotthardmassivs als sehr wahrscheinliche Annahme nicht von der Hand weisen.

4. Vergleiche mit dem übrigen Gotthardmassiv

Die Lagerung der Amphibolite im westlichen Massivteil ist sehr ähnlich den übrigen Vorkommen im Gotthardmassiv; die, wenn auch schwache, Beeinflussung durch die Streifengneise erbringt den Beweis, dass sie sicher präherzynisch sind. Da die basischen Vorkommen auf einer vorbestimmten Linie in die Paragneiszonen eingedrungen sind, so ist zumindest das Alter der sicheren Ortho-Amphibolite zwischen die Entstehung der Paragneise und die Intrusion der Orthogneise anzusetzen; die erste Metamorphose der Para-Amphibolite lässt sich dagegen nicht mehr nachweisen, da alle Typen heute einheitlich mesometamorph vorliegen. Diese Datierung lässt sich nicht nur mit derjenigen Hubers sehr

gut vergleichen, sondern auch mit dem Auftreten ähnlicher Gesteine im Silvrettakristallin (SPAENHAUER, 1932) sowie der heutigen Ansicht über die Amphibolite des Schwarzwaldes (HOENES, MEHNERT, 1949).

Fast alle Amphibolitvorkommen des W zeigen die Kombination: gewöhnliche grüne Hornblende und Plagioklas; es handelt sich also um typische Gesteine der Mesozone, die eine mehr oder weniger starke Überprägung durch die alpine Epimetamorphose erfahren haben. Ein erster Unterschied gegenüber H. HUBER (1943) besteht aber darin, dass sich in den Amphiboliten des W nur die gewöhnliche grüne Meso-Hornblende nachweisen lässt, während im E eine ganze Reihe verschiedener Arten festgestellt wurden (H. HUBER, 1943, Tab. XXXVIII). Dann fehlen im untersuchten Gebiet auch die im Gebiet der Motta naira-Zone als Leitgesteine geltenden Zoisitamphibolite, was einer Parallelisation der Distelgratzone mit der Motta naira-Zone erschwerend im Wege steht.

5. Die Serpentine und Strahlsteinlinsen

Die Serpentin- und Talklagerstätten des Gotthardmassivs und des Tavetscher Zwischenmassivs waren zwischen 1910 und 1930 oft das bevorzugte Ziel petrographischer Arbeiten, so A. SCHNEIDER (1912), R. L. PARKER (1920), E. FISCHER (1923) und E. AMBÜHL (1930). Die ausführlichen Beschreibungen der einzelnen Vorkommen stimmen grösstenteils auch mit den Beobachtungen im westlichen Gotthardmassiv überein, so dass sich breite Ausführungen erübrigen. Es sollen daher die einzelnen Vorkommen nur kurz charakterisiert werden.

Eine erste Serie basischer Vorkommen liegt auf einer Linie, die sich 100—200 m von der Grenze zwischen Biotit-Plagioklas-Gneis und nördlicher Sedimentbedeckung parallel zum Rhonetal vom Gerental bis zum Spissbach (südlich Selkingen) erstreckt. Diese Vorkommen haben auch eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung, indem sie schon in früher Zeit (im Gerental heute noch) von den Gomsern selbst abgebaut wurden, vor allem als Ofensteine, teils aber auch für bauliche Zwecke (Einfassungen von Kirchentüren, Säulen, Altarstufen usw.).

Wenn die Vorkommen im untersuchten Gebiet auch lange nicht die Grösse der weiter östlich auftretenden basischen Einlagerungen erreichen, zeigen sie doch die gleichen Umwandlungserscheinungen und Mineralreaktionen.

Die Hauptgemengteile, die man bei mikroskopischer Betrachtung der Serpentine antrifft sind:

Talk, bildet als feinblätteriges Aggregat die Grundmasse, zusammen mit Serpentin.

Serpentin (faseriger Antigorit), meist etwas gröber kristallisiert, ebenfalls wie der Talk ein wirrfaseriges Grundgewebe bildend. Die Mengenverhältnisse dieser beiden Hauptmineralien der Serpentinvorkommen im untersuchten Gebiete schwanken sehr stark; in der Mehrzahl der Fälle sind sie aber zu ungefähr gleichen Teilen vorhanden.

Als Nebengemengteile findet man Karbonate, meist Calcit, seltener Magnesit, sehr wenig Erz und ganz selten etwas Quarz. In der Giltsteingrube von Gerendorf wurden ausserdem vom Besitzer W. Imsand (Oberwald) einige Titanitkristalle und Magnetitoktaeder von wenigen mm Grösse gefunden.

Die Textur ist immer massig, die Struktur fibroblastisch bis porphyroblastisch bei Auftreten von Karbonaten. Reststrukturen und Mineralrelikte sowie Maschenstrukturen, wie sie aus dem Tavetscher Zwischenmassiv sehr schön beschrieben werden, konnten im untersuchten Gebiet nirgends gefunden werden.

Die Strahlsteinlinsen sind weniger häufig; sie bestehen praktisch nur aus Strahlstein und Chlorit, die Textur ist schieferig, die Struktur nematoblastisch bis porphyroblastisch.

Kontakte mit dem Nebengestein konnten nicht nachgewiesen werden, nur bei den Vorkommen bei Gerendorf (südlich Oberwald) führt das Nebengestein, ein Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis, bis 1 cm grosse Turmaline, doch ist ein direkter Zusammenhang mit den basischen Eruptiva nicht festzustellen.

Die wahrscheinlichste genetische Deutung dieser vollständig epimetamorphen basischen Intrusionen (denn als solche darf man sie aus Analogiegründen mit den weiter östlich, in den gleichen Zonen gelegenen Vorkommen sicher betrachten) im westlichen Gotthardmassiv gründet sich vor allem auf die schon mehrfach beschriebenen Zusammenhänge von Peridotiten und Amphiboliten innerhalb weniger bestimmter Zonen. Auf Grund dieser Verwandtschaft betrachte ich die ultrabasischen Gesteine im untersuchten Gebiet als Vorläufer der basischen Intrusiva, die heute in der Amphibolitfazies vorliegen. Die Differentiation würde dann über die Hornblendegneise (frühere Diorite) zu den Streifengneisen überleiten. Damit wäre im Altkristallin des westlichen Gotthardmassivs ein vollständiger Magmenzyklus vorhanden, der während der Frühphasen der herzynischen Faltung stattgefunden hätte. Auch die Lagerungsform der Serpentinlinsen auf einer sicher präherzynisch vorgezeichneten Linie scheint mir auf einen Zusammenhang mit den grossen Streifengneismassen und nicht mit den oberkarbonischen Granitintrusionen hinzuweisen. Dass die Serpentinlinsen vom Streifengneismagma nicht beeinflusst wurden, liegt in der grösseren Affinität des injizierenden Materials zu den Paragesteinen (auch die schiefrigsten Amphibolite sind schon lange nicht mehr so stark injiziert wie die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise) und in der kompakten; massigen Textur dieser quantitativ ja sehr stark zurücktretenden basischen Orthogesteine.

Die Auffassung, dass die Serpentinlinsen des westlichen Gotthardmassivs und damit wahrscheinlich auch der übrigen Massivteile mindestens frühherzynisch sein sollen, steht allerdings im Gegensatz zu den andern Autoren des Gotthardmassivs. SCHNEIDER (1912) und PARKER (1920) lassen die Altersfrage offen, ebenso AMBÜHL (1930), der das Alter am ehesten prä- oder postgranitisch ansetzen möchte. FISCHER (1923) betrachtet die ultrabasischen Eruptiva als letzte Differentiate der Orthogneise und nähert sich damit der Ansicht HUBERS (1943), der die Serpentine als poststreifengneisisch annimmt. HUBER stützt sich dabei vor allem auf das Vorkommen eines Serpentinstockes von erheblichem Ausmass an der Fuorcla da Paradis, wo Serpentin im direkten Kontakt mit Streifengneis vorkommt. Auffallend ist dabei, dass der Serpentin vom Streifengneis nicht beeinflusst ist, wie die damit vergesellschafteten Amphibolite, andererseits beschreibt er aber auch keine Kontaktwirkungen des Serpentins auf den Streifengneis, die ja bei einer späteren Intrusion des ultrabasischen Gesteins sicher vorhanden sein müssten (eventuell wäre auch ein tektonischer Kontakt möglich, der aber über das Alter überhaupt nichts aussagt). E. NIGGLI (1944) bezeichnet die Serpentinlinsen des Tavetscher Zwischenmassivs ohne nähere Begründung als epimetamorphe, ultrabasische Eruptivgesteine herzynischen Alters (ebenfalls auch E. NIGGLI in CADISCH, 1953). Den Ausführungen HUBERS (1943) am Schlusse seines Kapitels, dass es unmöglich sei, eine allen Beobachtungen gerecht werdende Lösung zu finden, muss hier beigestimmt werden. Die Auffassung, die sich vor allem auf die Verbandsverhältnisse der untersuchten Vorkommen im westlichen Gotthardmassiv stützt, soll daher ein Beitrag zu weiteren Diskussionen sein.

6. Zusammenfassung

Innerhalb der Paragneiszonen im westlichen Gotthardmassiv (speziell in der nördlichen Umhüllung der Streifengneise und in der Distelgratzone) treten ultrabasische, basische und intermediäre Eruptiva auf, die heute als Serpentine, Amphibolite verschiedener Arten und Hornblendegneise vorliegen. Daneben existieren in ganz ähnlicher Ausbildung auch Para-Amphibolite in engen Beziehungen zu diesen Orthogesteinen. Auch diese Gesteinsassoziation lässt sich mit ähnlichen Vorkommen in den übrigen Massivteilen vergleichen; eine direkte Fortsetzung und Parallelisierung der einzelnen Zonen nach E lässt sich aber nur schwer und nicht mit Genauigkeit durchführen, da einzelne Gebiete im Detail zu wenig untersucht sind.

Das Alter aller Eruptiva (also auch der Serpentine) ist wahrscheinlich frühherzynisch, während die Para-Amphibolite noch älter sein können.

IV. Kapitel

Die Glimmer-Plagioklas-Gneise s. l.

1. Vorkommen und Lagerung

Neben den Streifengneisen haben diese Gesteine, die sicher den ältesten Teil des westlichen Gotthardmassivs bilden, den grössten Anteil am Aufbau des untersuchten Gebietes. Am mächtigsten sind sie am Nordrande des Massivkerns ausgebildet; sie bauen den linken Talhang des obern Goms bis zur Höhe der ersten Terrassen auf. Auch auf der Südseite des kristallinen Kerns sind sie oft über weite Strecken verfolgbar, erreichen aber nie eine grössere Mächtigkeit als 50—100 m. Wichtig ist ihr Auftreten innerhalb des Streifengneises in verschiedenen konkordanten Längszügen oder Zonen, von denen die schon mehrfach beschriebene Guspiszone die weitaus wichtigste ist. Mit Hilfe dieser Paragneiszonen, denn um solche handelt es sich bei diesen Glimmer-Plagioklasgneisen ausschliesslich, lässt sich der Orthogneiskern in verschiedene Teile gliedern, doch besitzt diese Gliederung keinen selbständigen tektonischen Wert. Wenn diese Paragesteine auch in jedem Querprofil angetroffen werden, ist ihre Bedeutung im W bei weitem nicht diejenige wie weiter östlich im Profil des Gotthardpasses oder in der Gegend des Tavetscher Zwischenmassivs.

2. Die einzelnen Gesteinstypen

Wie bei den Streifengneisen lassen sich auch hier verschiedene Typen unterscheiden, doch ist der Ursprung dieser Unterschiede diesmal auf Wechsellagerung der ursprünglichen Sedimente zurückzuführen, die durch die Polymetamorphose, die diese Gesteine erlitten, stark verwischt wurden, so dass heute oft kontinuierliche Übergänge vorliegen, die nicht unbedingt auf ursprüngliche Wechsellagerung zurückzuführen sind. Zuerst folgt eine makroskopische Beschreibung, anschliessend eine zusammenfassende Ausführung über die Mineralparagenesen.

a) Biotit-Plagioklas-Gneise bis Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise

Diese Art ist die weitaus häufigste und kann daher als Normaltypus gelten. Es handelt sich dabei um ziemlich dunkle, meist graubraune,

immer stark schiefrige Gesteine, die auf Entfernung gesehen ähnlich anwittern wie die Streifengneise, so dass nur ein Anschlagen an Ort und Stelle eine zuverlässige Kartierung ergibt. Die Gneise sind sehr feinlagig bis feinaugig; makroskopisch ist ein Wechsel von dunklen Biotitlagen (oft muskowithaltig) mit hellen, nur aus Plagioklas und Quarz bestehenden Partien erkennbar. Hornfelsartige Typen sind selten. Ein Wechsel im Schieferungsgrad (eine auffallend häufige Erscheinung) ist durch die verschiedene tektonische Beanspruchung während der alpinen und vielleicht schon früherer Gebirgsbildungen bedingt; die Übergänge gegen Mischgneise und andere Paragneise sind der mehrfachen Metamorphose zuzuschreiben.

b) Muskowit- bis Sericit-Plagioklas-Gneise

Als Einlagerungen innerhalb der Normaltypen treten makroskopisch wesentlich hellere Gesteine auf; ihr Mineralgehalt ist identisch; nach der Textur kann man aber einen massigeren Typus, oft mit etwas Granat, und eine schieferigere Art, sehr feinkörnig, mit Sericit statt Muskowit, unterscheiden. Die Mächtigkeit dieser hellen Glimmer-Plagioklas-Gneise übersteigt selten einige Meter. Der Mineralbestand ist makroskopisch meist schwierig festzustellen, da beide Arten sehr feinkörnig ausgebildet sind. Als helle Gemengteile findet man Quarz und Plagioklas, als dunkle Muskowit, oft aber als Sericit ausgebildet, der mit Vorliebe auf einzelnen Schieferungsflächen zusammenhängende Häute bildet. Daneben trifft man isoliert darin eingelagerte Biotitblättchen. Beide Arten dieser Gruppe bilden Übergangsglieder, sowohl gegen die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise als auch gegen die Quarzite.

c) Granat-Glimmer-Plagioklas-Gneise

Speziell in der Distelgratzone, aber auch in den andern Paragneisvorkommen, findet man ebenfalls als Einlagerungen granatreiche Biotitgneise. Dabei bildet der Granat öfters Porphyroblasten bis zu 2 cm Durchmesser. Ausser dem Auftreten dieses fleischroten, oft zersetzten Minerals, ist die Ausbildung genau gleich wie bei Typ a).

Die mikroskopische Beurteilung der Typen a)—c)

Helle Gemengteile

Quarz bildet oft das Hauptgemengteil; sein Anteil schwankt zwischen 20 und 70 %. Meist bildet er isometrische Körner, xenoblastisch, eckig bis gerundet,

mosaikartig, nur selten leicht verzahnt von der Grösse 0,1 bis 1 mm. Kataklase und geringe optische Abweichungen lassen sich ziemlich oft nachweisen.

Plagioklas ist der einzige Feldspat, der in den sicheren Paragneisen auftritt; sein Anteil schwankt zwischen 10 und 60 %. Na-K-Feldspäte sind immer nur in der Nähe der Orthogneiszone vertreten, sie sind also ein verdächtiges Argument für Injektion, womit diese äusserlich den Paragneisen stark ähnlichen Gesteine bereits den Mischgneisen (Mikrochorismiten) des II. Kap. zuzurechnen sind. Beim Plagioklas handelt es sich nach Bestimmungen mit Lichtbrechung, Auslöschungsschiefe und Universaldrehtischmethoden immer um einen Oligoklas-Albit, der An-Gehalt schwankt zwischen 5 und 15 %, selten steigt er bis 20 %. Korngrösse und Ausbildung sind ähnlich wie beim Quarz, nur bei den feinlagigen Typen trifft man hin und wieder auf Porphyroklasten. Eine mehr oder weniger starke Sericitisierung ist fast bei jedem Individuum zu beobachten. Andere Umwandlungsprodukte (z. B. Zoisit) fehlen dagegen meistens. Eine Verzwillingung, meist nach dem Albitgesetz, lässt sich nur bei etwa einem Drittel aller Plagioklase beobachten.

Dunkle Gemengteile

Biotit ist im Gegensatz zu den hellen Gemengteilen meist gut idiomorph ausgebildet; der Pleochroismus ist normalerweise: X fast farblos bis hellgelb, Z rot- bis dunkelbraun. Vereinzelt, vor allem in den mehr diaphtoritischen Typen ist Z gerne schmutzigbraun bis dunkeloliv ausgebildet. Der Volumenanteil schwankt zwischen 10 und 30 %. Chloritisierung ist stetig, aber nur in kleinem Masstabe anzutreffen. Die einzelnen Blättchen sind im allgemeinen gut parallel zur Schieferungsrichtung gerichtet, nur in den mehr hornfelsartigen Typen liegt der Biotit in unregelmässig eingelagerten, oft ausgefransten Paketchen vor. Einschlüsse sind die Regel; meist handelt es sich um feinverteiltes Erz; von Sagenit ist er dagegen meistens frei.

Muskowit ist praktisch in jedem Schliff anzutreffen; in der Regel steht er aber an Menge hinter dem Biotit zurück. Oft zeigt er grosse gebogene Lamellen; häufig stellt man auch eine Parallelverwachsung mit Biotit fest, teils scheint er auch aus diesem entstanden zu sein, da oft noch pleochroitische Flecken innerhalb der Muskowitblätter zu finden sind. Andererseits sind gut gerichtete lange Individuen am Rande von Sericit begleitet, was auf eine Sammelkristallisation, wahrscheinlich während der alpinen Metamorphose, hindeutet. Die Grösse der Glimmer schwankt ziemlich stark in den verschiedenen Gesteinstypen, sie beträgt in der Längserstreckung zwischen 0,2 und 4 mm.

Nebengemengteile

Granat ist zwar nicht in allen Typen anzutreffen, dafür wird er beim Auftreten oft sehr wichtiger, mitbestimmender Gemengteil. Die Grösse schwankt zwischen 0,1 und 15 mm, der mengenmässige Anteil beträgt zwischen 3 und maximal 20 %. Während die kleineren Körner fast immer idiomorph und ohne wesentliche Einschlüsse sind, zeigen die Porphyroblasten keine kristallographische Begrenzung und sind stark poikiloblastisch; oft sogar nur noch skelettartig, beide Arten zeigen eine blassrosarote Färbung. Als Einschlüsse sind fast alle andern Mineralien der Paragenese anzutreffen. Umwandlungen lassen sich nicht immer beobachten; nur eine Chloritisierung ist häufig anzutreffen.

Calcit in xenoblastischen Körnern tritt eigentlich nur in den mehr diaphtoritischen Typen auf, vor allem am Nordrande des altkristallinen Kerns des Gotthardmassivs. Dabei bildet er mit Vorliebe mit Quarz zusammen einzelne Adern.

Chlorit ist in jedem Schliff als Umwandlungsprodukt von Biotit oder Granat anzutreffen. Sein Pleochroismus ist nur schwach; er schwankt zwischen schwach gelb und hellgrün; meist dürfte es sich um Klinochlor handeln. Mengenmässig ist dieses Mineral durchaus untergeordnet; nur selten tritt es in Quantitäten auf, die den Namen Chlorit-Biotit-Gneis rechtfertigen würden.

Epidot und Zoisit zeichnen sich in ihrem Auftreten weniger durch die Menge als durch Konstanz aus. Der Epidot ist schwach pleochroitisch, teils xenomorph, teils gut eigengestaltig. Klinozoisit in einzelnen grösseren Körnern und Zoisit in der typischen Insekteneierform fehlen in keinem Paragneisschliff.

Apatit, Turmalin, Zirkon und Titanit sind sehr untergeordnete Gemengteile, sie kommen meist in xenomorphen Individuen vor, was auf eher reliktische Natur schliessen lässt.

Erze, meist Pyrit oder seltener Hämatit, bilden idio-, öfters aber xenomorphe Körner, ihr Anteil übersteigt 1% nicht.

Der allgemeine Charakter der Struktur ist xeno-granoblastisch, in bezug auf die dunkeln Gemengteile lepidoblastisch, die hellen Gemengteile geben einzelnen Stellen oft ein blastopsammitisches Gepräge.

Die Textur weist von nahezu massig (bei den Hornfelstypen) bis zu ausgezeichneter Kristallisationsschieferung (bei den ausgesprochen schiefrigen Varietäten) alle Übergänge auf.

d) Quarzite

Eine sowohl makroskopisch wie mikroskopisch von den bereits beschriebenen Typen abweichende und quantitativ hinter den übrigen Paragneisen stark zurücktretende Paragesteinsart bilden die Quarzite bis Sericitquarzite. Sehr oft sind sie mit den übrigen Gesteinen der Parazone vergesellschaftet, vereinzelt findet man sie aber auch als selbständige, trennende Muldenzüge innerhalb des Orthogneiskomplexes, wie z. B. der Quarzitzug, der sich vom Grat zwischen Blashorn und Mittaghorn quer durchs Aeginental, über die Murmetenberge quer durchs Merezenbachtal bis ins Hohbachtal hinüber erstreckt und nur vereinzelt mit andern Paragesteinen in Verbindung tritt. Zum Teil handelt es sich bei diesen Quarziten um sehr reine Varietäten, doch sind sie fast immer mit Sericitquarziten vergesellschaftet, was einem eventuellen Abbau erschwerend entgegen tritt.

Eine nähere Untersuchung des Aeginental-Quarzites ergab folgende, auch für die andern Vorkommen gültige Resultate: Reiner Quarzit findet sich in Bändchen und einzelnen Lagen von 1 cm bis maximal 1 m Dicke. Er erscheint makroskopisch als weisses, feinkörniges Gestein mit rotbrauner bis graubrauner Anwitterungsfarbe. Unter dem Mikroskop ist eine deutliche Mosaikstruktur erkennbar;

die einzelnen Körner sind isometrisch eckig und haben eine Grösse zwischen 0,4 und 1,0 mm. An den Korngrenzen ist meist ganz feinverteiltes Erz sichtbar. Als Zwickelfüllung zwischen den einzelnen Quarzkörnern dient ein zweiachsiges Mineral mit sehr niedriger Lichtbrechung; wahrscheinlich handelt es sich um Orthoklas. Auch Sericit ist in wenigen Individuen vertreten. Der Gesamtanteil der Verunreinigungen dürfte 3—4 % nicht überschreiten.

Als begleitende Gesteine treten neben hellen, massigen bis schwach schiefrigen Sericitquarziten öfters alpine Quarzknauer und dunkle Biotitschiefer auf. Die Übergänge der Sericitquarzite zum reinen Quarzit sind meist scharf, manchmal auch kontinuierlich. Das Verhältnis der begleitenden Gesteine zum reinen Quarzit beträgt ca. 3:1.

3. Die Entstehung der Paragneise

Leider existieren über die westlichen Glimmer-Plagioklas-Gneise und die verwandten Gesteine keine Analysen. Auf Grund des direkten Zusammenhangs mit bekannten und gut untersuchten Vorkommen weiter östlich (vor allem die nördliche Paragneiszone lässt sich direkt ins Gebiet von E. Ambühl (1930) verfolgen) lassen sich jene Verhältnisse mit gutem Gewissen auch auf das westliche Massivende übertragen.

Sicher bilden diese Glimmer-Plagioklas-Gneise und ihre verwandten Gesteine zusammen mit den bereits beschriebenen hornblendeführenden Typen den ältesten Bestandteil des kristallinen Kernes des Gotthardmassivs. In diese Hülle drangen später die Orthogneise ein; beide Komplexe zusammen wurden wiederum durch die spätpaläozoischen Intrusiva durchbrochen. Beim Eindringen der Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneise wurden die Paragesteine mindestens in der Grenzzone stofflich beeinflusst; die meisten Autoren des Gotthardmassivs betrachten sogar eine leichte Alkalisierung des ganzen Paragesteinskomplexes als wahrscheinlich. Die Feldbeobachtungen und Dünnschliffuntersuchungen zeigten wie bei den andern altkristallinen Gesteinen des Gotthardmassivs eine gute Übereinstimmung mit den ähnlichen Vorkommen in den übrigen Massivteilen, so dass kein Grund besteht, im W eine wesentlich andere Bildungsweise anzunehmen als im übrigen Massiv. In bezug auf die Alkalisierung lässt sich wegen des Fehlens von Analysen (wobei zu einer sicheren Beurteilung eine grössere Anzahl erforderlich wäre!) in dieser Arbeit keine Stellung nehmen. In Übereinstimmung mit P. Niggli in (1930), E. Ambühl (1930), H. M. Huber (1943) und E. Niggli (1944) wird als Ausgangsmaterial der mengenmässig weit vorwiegenden Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise ein tonig-sandiges Sediment angenommen. Je nach dem Tongehalt resultierten die übrigen, mengenmässig unbedeutenden Gesteinstypen. Diese Sedimente, deren Alter unmöglich mehr genau festgelegt werden kann, liegen heute in polymetamorpher Form

vor. Der Einfluss der alpinen Orogenese ging über eine Epi-Überprägung nicht hinaus; das heutige Strukturbild dürfte sich damit nicht wesentlich von jenem des herzynischen Aussehens unterscheiden. Andererseits stimmt speziell in den Mischgneistypen — mit Ausnahme der wenigen Hornfelse — die Struktur des neosomen Anteils mit den Strukturen der Orthogneise so gut überein, dass nicht anzunehmen ist, dass die Biotit-Plagioklas-Gneise erst zusammen mit den Streifengneisen meso- bis katametamorph wurden, sondern schon vorher als mindestens mesometamorphe Glimmer-Plagioklas-Gneise vorlagen. Damit ergibt sich, dass die Paragneise während einer noch früheren Phase, lange vor der herzynischen Gebirgsbildung, metamorphisiert wurden.

Die Auffassung, dass die Paragneise schon präherzynisch katametamorph waren, steht auch in Übereinstimmung mit R. Staub (1947). Eine Unterstützung seiner Dreiteilung des alpinen Grundgebirges kann vom westlichen Gotthardmassiv aus allerdings nicht erfolgen, da sowohl die alten Marmorserien, als auch die Casannaschiefer-Gruppe im untersuchten Gebiet keine Äquivalente besitzen.

Bei dieser Polymetamorphose, eventuell noch mit einer leichten Alkalisierung verbunden, hält es naturgemäss sehr schwer, heute noch eine ursprüngliche Schichtung oder Sedimentationsdifferenzen, oder auch ehemalige Diskordanzen feststellen zu wollen, da ja diese primären Unterschiede längst verwischt und überprägt wurden. Sicher sind die Wechsellagerungen innerhalb kleiner Bereiche — z. B. das Auftreten phyllitischer Zonen oder mehr schiefriger Partien — dem Einfluss tektonischer und metamorpher Vorgänge zuzuschreiben.

Hier soll noch kurz eine Beobachtung aus der Gegend des Nufenenpasses angeführt werden. Zwischen die Orthogneise am Pizzo Gallina und das Mesozoikum des Nufenenstockes schaltet sich am Nufenenpass eine komplexe Serie von reinen Paragneisen, Granat-Muskowitschiefern, Amphiboliten, Mischgneisen und Streifengneisen ein. Einige 100 m westlich des Nufenenpasses findet man ein Gewölbe angedeutet, das axial steil gegen E einfällt und als eine alte Grundgebirgsstruktur angesehen werden kann. Der ganze Komplex keilt bis ins Aeginental fast vollständig aus (auch ein Ausstreichen in die Luft wäre möglich); er wurde als Randgebiet nicht näher untersucht, da die genaue Kenntnis des weiteren Verlaufs der Schichten im Bedrettotal zu einer einwandfreien Interpretation unbedingt nötig ist. Eichenberger (1924) nennt diese unruhige Gneiszone „südliche Gneisserie"; ihr besonderes Merkmal sind verschiedenartige Injektionen. Viele Gesteinstypen lassen sich mit den bereits beschriebenen Vorkommen gut vergleichen, daneben findet man aber auch solche, die nur aus dieser Gegend des Untersuchungsgebietes bekannt sind (Augengneise mit viel dunklen Bestandteilen, grünliche Granat-Muskowit-Schiefer). Die ganze Kombination lässt sich aber in keine Serie der Tabelle von E. Niggli (1944, Tab. V) einordnen. Eine nähere Untersuchung von

E her (Tremolaserie und südliche Gneisserie) ist heute vom Petrographischen Institut der ETH aus im Gange.

Über die Entstehung der Quarzite, speziell des Aeginentalquarzites, soll an dieser Stelle noch eine Diskussion erfolgen. H. Roethlisberger (1947) postuliert eine mechanische Differentiation des Orthogneises auf Grund einer Serie von Schliffen, die Übergänge vom Orthogneis zum reinen Quarzit zeigen. Seiner Interpretation, die er ausdrücklich zur Diskussion stellt, ist entgegenzustellen:

1. die kontinuierliche Längenausdehnung über 4 km,
2. die Nähe anderer, sicher feststehender Paragesteine,
3. die Zweiteilung des Orthogneiskörpers in einen massigeren, augigen Typus nördlich und einen streifigen Typus südlich dieser Einschaltung,
4. die Wechsellagerung von Quarzit und Sericitquarziten mit Biotitschiefern innerhalb der Quarzitzone.

Die Erscheinung der Quarzzunahme in seiner Schliffserie kann ebenso gut auf die Assimilation eines Teils des Quarzites durch das Orthogneismagma zurückgeführt werden, wobei auch die Abnahme der Feldspäte kein Problem mehr bildet. Einer Deutung als Parazone innerhalb des Orthogneiskomplexes steht also beim Aeginentalquarzit nichts entgegen.

4. Vergleich mit den übrigen Teilen des Gotthardmassivs

Auf die Ähnlichkeit der Paragesteinszonen, die sich z. T. ja direkt gegen E fortsetzen, wurde schon verschiedentlich hingewiesen.

Die wesentlichen Unterschiede, vor allem zum östlichen Ende des Gotthardmassivs, sind das Fehlen von Kalksilikatlinsen und der Gruppe der Andesinlabrador-Gneise von E. Niggli (1944). Vertreter dieser Gesteinsarten konnten im ganzen Gebiete nirgends nachgewiesen werden; ihr Fehlen ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass die nach E. Niggli (1944, p. 84) nötigen mergeligen Ablagerungen im westlichen Gotthardmassiv nicht sedimentiert wurden.

Da im untersuchten Gebiet auch keine detaillierte Sedimentserie mehr herausgearbeitet werden konnte (Gründe siehe unter 3.), ist heute erst eine grobe Einteilung auf Grund hervorstechender Merkmale möglich (Granat-Glimmer-Schiefer bis Gneise = ehemalige tonige Sedimente, Quarzite = ehemalige Sandsteine). Eine Verfeinerung der Tabelle V von E. Niggli (1944) kann daher vom westlichen Gotthardmassiv nicht

gegeben werden, besonders auch, da im W nur seine Serien II und III (vorstreifengneisisch) anzutreffen sind.

5. Kluftmineralien

Das Westende des Gotthardmassivs ist leider an Mineralklüften lange nicht so reich gesegnet wie die weiter östlich gelegenen Teile. Die wichtigsten Vorkommen und einige wenige neuere Funde, die von mir namhaft gemacht werden konnte, sind im Buche R. L. PARKERS (1954) bereits erwähnt. Es sei hier nur noch auf zwei der ergiebigsten Fundorte kurz hingewiesen:

1. Gerendorf (Fundgruppe 5b). In der Nähe der heute noch ausgebeuteten Serpentinlinse östlich des verlassenen Gerendorfes wurde von W. IMSAND eine Kluft gefunden, die neben zahlreichen Quarzen Albit, Adular, Calcit, Chlorit, Siderit, Rutil z. T. in sehr schönen, freischwebenden Sagenitgeweben und kleine Apatitkriställchen, lose im Chlorit enthielt. An der Strasse wurde vom gleichen Strahler ein Phenakit in einer titanitreichen, mit Chlorit gefüllten Kluft gefunden (PARKER 1954, p. 38).

2. Binnatal (ebenfalls Fundortgruppe 5b). Im Stollen des Kraftwerkes Ernen, von wo mir freundlicherweise einige Handstücke aus den Stollen zur Verfügung gestellt wurden (vor allem Gesteine), wofür auch hier nochmals bestens gedankt sei, wurden viele Mineralien gefördert, die ebenfalls bei PARKER (1954, p. 78) erwähnt sind.

Im allgemeinen ist festzustellen, dass nur die nördliche Paragneiszone Mineralien führt; die andern Gesteinskomplexe sind praktisch steril (auch der Rotondo-Granit im Gegensatz zum Fibbia-Granitstock).

6. Zusammenfassung

Die Zweiglimmer-Na-K-Feldspatgneise werden hauptsächlich nördlich, aber auch südlich von Paragesteinsserien umhüllt, die auch im Innern des Orthogneiskomplexes als trennende Elemente auftreten.

Der ganze ehemalige Sedimentkomplex liegt heute als meso- bis katametamorphe Paragneishülle und schmale Mulden vor. Die Kontaktverhältnisse lassen darauf schliessen, dass sie schon präherzynisch, also vor dem Eindringen der Orthogneise, als meso- bis katametamorphe Serie vorlagen. Die alpine Metamorphose bewirkte nur in der Grenzregion gegen die bedeutend jüngeren Sedimente eine leichte Diaphtorese; im übrigen findet man nur leichte Epi-Überprägungen. Von besonderem Interesse ist das Auftreten langgestreckter Quarzitzüge (am besten im Aeginental aufgeschlossen), die ebenfalls als ehemalige Sedimentmulden den Orthogneiskomplex trennen.

V. Kapitel

Die petrographische Gliederung und relativen Altersbeziehungen im kristallinen Kern des westlichen Gotthardmassivs

(vergleiche auch Fig. 1)

Ein Überblick der Gesteinsserien und ihrer gegenseitigen Lagerung zeigt deutlich die grosse Ähnlichkeit mit weiter östlich gelegenen Gebieten, vor allem mit dem Untersuchungsgebiet von H. M. Huber (1942, Fig. 6). Tatsächlich erweisen sich auch im W Baumaterial und Tektonik des kristallinen Kerns bei näherer Untersuchung als sehr ähnlich.

Unter den aufbauenden Elementen lernten wir in den vorhergehenden Kapiteln als relativ jüngste Gesteine die spätherzynischen Intrusiva kennen. Analog den andern Massivteilen hat ihre Intrusion nicht in einem Akt stattgefunden, sondern es können mehrere, zeitlich getrennte Phasen nachgewiesen werden. Die erste Intrusion dieser Art im untersuchten Gebiet stellt der Rotondo-Granit dar, gefolgt vom Sedelhorn-Diorit und noch später eingedrungenen, vor allem basischen Gängen. Merkwürdig ist dabei, dass alle diese Intrusiva mit ganz wenigen Ausnahmen in der Nähe der Guspiszone liegen, die vom Rotondo-Granit und höchst wahrscheinlich auch vom Sedelhorn-Diorit sogar durchbrochen wird. Die spätherzynische Gebirgsbildungsphase traf hier offenbar auf eine bereits vorhandene Schwächezone.

Als nächstälteres Glied der altkristallinen Gesteinsassoziation findet man den Streifengneis s. l., der im Gegensatz zu den (oberkarbonischen Alters angesetzten) heute nur epimetamorph vorliegenden und scharf begrenzten sauren bis intermediären Intrusiva, die schon vorliegenden Gesteine stark injizierte und z. T. breite Zonen von Mischgneisen schuf. Diese Streifengneise zeigen im Gegensatz zu den spätpaläozoischen Intrusiva nur noch in seltenen Fällen Reliktstrukturen; doch erscheint ihre magmatische Herkunft gesichert. Sie bilden heute den eigentlichen Kern des Altkristallins im westlichen Gotthardmassiv und bieten bei oberflächlicher Betrachtung ein auf weite Strecken eher langweiliges, monotones Bild; Detailstudien zeigen aber einen reichen Wechsel von zahlreichen Strukturtypen mit allen erdenklichen Übergängen, die allerdings keine Gesetzmässigkeit erkennen lassen. Die Platznahme dieser heute meso- bis katametamorph vorliegenden, durch einen konstanten, oft ziemlich reichlichen Na-K-Feldspat-Gehalt cha-

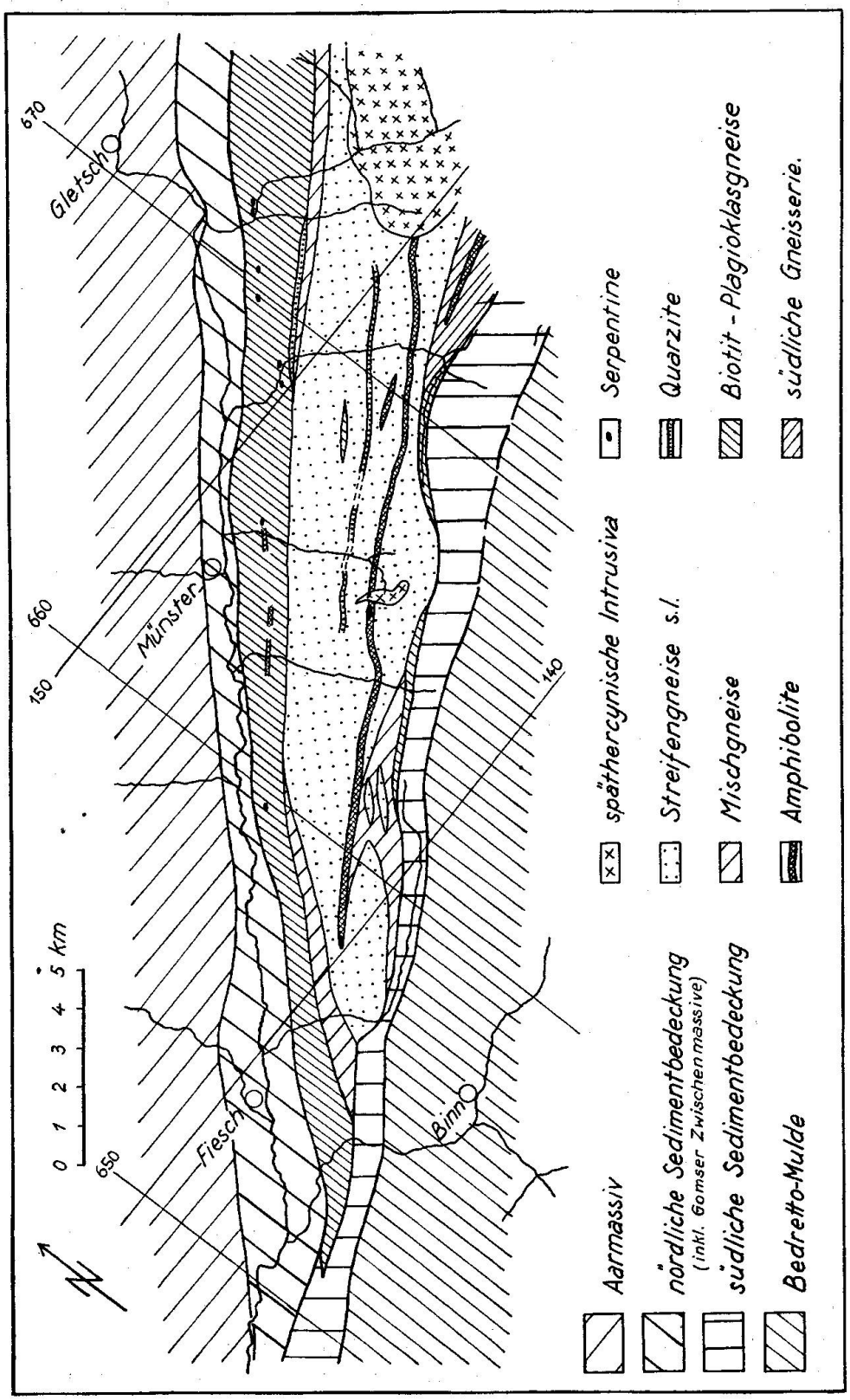


Fig. 1. Tektonische Übersicht des Altkristallins im westlichen Gotthardmassiv, 1:200000.

rakterisierten Zweiglimmer-Gneise, erfolgte in grösserer Tiefe, was durch die porphyrischen Varietäten, speziell im Zentrum des Komplexes, bewiesen wird.

Dieser zentrale Kern wird durch noch ältere metamorphe Paragesteine und basische Intrusiva begleitet oder getrennt. Die einzelnen Zonen dieser Gesteine unbekannten Alters im westlichen Gotthardmassiv können folgendermassen abgegrenzt werden:

1. Die nördliche Paragneiszone. Sie entspricht der Gurschengneiszone im zentralen Massivteil und zieht vom Tälligrat im E des untersuchten Gebietes, wo sie auch am mächtigsten entwickelt ist (bis ca. 2 km Breite), längs dem Rhonetal über Ernen bis in die Nordabhänge des Breithorns oberhalb Grengiols hinein. Mit dem Untertauchen der nördlichen Paragneiszone unter das südliche autochthone Mesozoikum verschwindet an jener Stelle der letzte Rest des altkristallinen westlichen Gotthardmassivs überhaupt, denn vom Rappental an gegen W verschwinden alle übrigen kristallinen Anteile des Gotthardmassivs. Die nördliche Paragneiszone ist zu 95 % aus Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen aufgebaut. Auf einer Linie, die sich etwa 100 m vom Nordrand konkordant von E her bis in die Gegend südlich Blitzingen erstreckt, trifft man Einlagerungen von Serpentinlinsen und Amphiboliten, die aber quantitativ praktisch nicht ins Gewicht fallen. Noch häufiger sind in dieser Zone neben den als Normaltypus geltenden Zweiglimmer-Plagioklasgneisen Sericit- und Biotitschiefer anstehend; ihre Mächtigkeit ist aber wie bei den basischen Einlagerungen sehr gering. Alle Gesteine, die sich am Aufbau dieser Zone beteiligen und die schon vor der Intrusion der Streifengneise meso- bis katametamorph vorlagen, sind tektonisch sehr stark beansprucht. Hakenwurf und sehr stark wechselnder Schieferungsgrad gehören zum normalen Bild. Auch einzelne Mylonitzonen sind in jedem Querprofil anzutreffen, lassen sich aber selten über grössere Strecken hinweg verfolgen.

2. Die Distelgratzone, auf die bereits im III. Kapitel ausführlich eingegangen wurde, stellt die wichtigste trennende Zone innerhalb des Streifengneises dar. Sie enthält, neben den Normaltypen der nördlichen Sedimentzone, auch reichlich granatführende Biotitschiefer; daneben aber ist sie besonders reich an metamorphen basischen Eruptiva. Während sie bis heute nur bis in die Gegend des Blinnentals sicher bekannt war (Eichenberger, 1924), wurde ihr Verlauf nun bis in die Gegend des Ernergalens sichergestellt, wo sie direkt oberhalb des Rüfibaches (südlich Niederwald) in einer ca. 100 m langen Serpentinlinse endet. Auch Mischgneise sind vor allem in der Gegend des Aeginentals innerhalb der

Distelgratzone ziemlich mächtig entwickelt. Ihre grösste Mächtigkeit erreicht die Distelgratzone in der Gegend des Hammers und des Pizzo Gallina (ca. 100—150 m breit), also ähnlich der nördlichen Paragneiszone im E des untersuchten Gebietes.

3. Die südliche Paragneiszone. Die südliche Paragneiszone ist nicht zu verwechseln mit der südlichen Paragneisserie (p. 359) von EICHENBERGER (1924), die einen ganz andern Gesteinsinhalt und eine ganz andere Struktur aufweist. Die südliche Paragneiszone entspricht dagegen weitgehend der nördlichen, nur dass sie keine Amphibolite und verwandte Gesteine mehr enthält und überhaupt sehr stark reduziert erscheint (maximale Mächtigkeit 100 m). Sie ist nur im Längtal, im Blinnental und in der Gegend des Kummenhorns vorhanden; weiter im W fehlt sie vollständig.

4. Übrige Paragesteinszonen. Auf den Aeginentalquarzit (p. 357) wurde bereits näher eingegangen; ein ähnlicher Quarzitzug erstreckt sich auch an der Grenze Paragneis–Orthogneis vom Aeginental über den Ulricher und Oberwaldner Blasen bis ins Gonerlital. Kleinere Paragneiszüge, die meist nur aus dem „normalen" Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis und manchmal Mischgneisen bestehen, finden sich vor allem in der Gegend der Murmetenberge, des Brudelhorns und im Hohbachtal sowie auf dem Ernergalen, also fast ausschliesslich in den topographisch höher gelegenen Gebieten. Sie sind wahrscheinlich auf die Nähe der Dachregion der Streifengneise zurückzuführen (speziell im W). Da sie aber lange nicht die Bedeutung der bereits angeführten Zonen besitzen, wurde auf eine spezielle Namengebung verzichtet.

Die Altersbeziehungen innerhalb dieses Paragesteinskomplexes lassen sich heute nicht mehr sauber trennen. Sicher ist, dass die Orthoamphibolite und ihre verwandten und eng vergesellschafteten Gesteine, die Serpentine, in die bereits metamorph vorliegenden Sedimente eindrangen, wobei die Verbandsverhältnisse darauf hinweisen, dass Amphibolite und Serpentine dem gleichen Zyklus angehören.

Der Aufbau: Paragneise (Zweiglimmer-Plagioklasgneise) – basische Intrusiva (Amphibolite und Serpentinlinsen) – granitische Magmenintrusion prä- bis frühherzynisch (Streifengneise) – spätherzynische Intrusiva (Rotondo-Granit und Sedelhorn-Diorit + verwandte Gesteine) steht durchaus nicht allein da. Parallelisierbare Verhältnisse mit z. T. ähnlichen Erscheinungen werden auch aus dem Schwarzwald (HOENES, MEHNERT (1949)) und vor allem aus dem Silvretta-Kristallin (SPAENHAUER (1932), STRECKEISEN (1928)) beschrieben.

Die eigentliche Fächerstellung des Gotthardmassivs, wie sie vor

allem aus dem Gebiete des Gotthardpasses bekannt geworden ist, geht im westlichen Teil vollständig verloren. Schon im Gerental fallen die Schichten nirgends mehr gegen N ein; meist stehen sie senkrecht oder weisen ein leichtes Süd-Fallen auf. Im Gebiete des vorderen Binnatales ist überhaupt nur noch ein Fallen gegen S (bis maximal 60°) festzustellen. Dagegen kann, auch im äussersten W des untertauchenden Gotthardmassivs, nie eine so starke Überfahrung nachgewiesen werden, wie dies für den äussersten E zutrifft, wo das Gotthardmassiv direkt Deckencharakter annimmt, was schon HEIM (1921, II, 1., p. 215) Anlass gegeben hat, am autochthonen Charakter des Gotthardmassivs zu zweifeln und neuerdings neben andern Gründen R. STAUB (1954) Anlass zur Hypothese einer Gotthardecke gab. Im W ist zwar auch ein deutlicher Schub von S feststellbar, vor allem im Gebiete des Rappentals-Binnatals (Umbiegung in der begleitenden Trias). Auch ein Zusammenhang des Gotthardmassivs mit dem Verampio-Granit und ein daraus resultierender beträchtlicher Nordschub ist durchaus keine neue Idee (SCHMIDT und PREISWERK 1908), doch soll darauf erst im nächsten Abschnitt eingegangen werden.

ABSCHNITT B

Die südliche Sedimentbedeckung des westlichen Gotthardmassivs

Einleitung

Die altkristallinen Gesteine des westlichen Gotthardmassivs werden auf der Südseite (im gesamten Untersuchungsgebiet) von autochthonen mesozoischen Sedimenten überlagert. Permo-karbonische Ablagerungen, wie sie vor allem von der Nordseite des Gotthardmassivs bekannt sind, fehlen vollständig. Das autochthone Mesozoikum, die „gotthardmassivischen Bündnerschiefer", lagert nicht normal stratigraphisch auf; die Auflagerungsfläche ist eine primäre Diskordanz, z. T. ist sie auch eine alpine Abscherungsfläche. Die ganze Serie ist in sich sehr stark verschuppt. Südlich dieses Autochthons, schon von C. SCHMIDT als Nufenen-Mulde bezeichnet, folgen die Kalkphyllite der Bedretto-Mulde. Einzig in der Gegend des Cornopasses schieb sich zwischen diese beiden Bündnerschieferkomplexe eine Antiklinale, die Corno-Schuppe.

I. Kapitel

Die Nufenen-Mulde

1. Übersicht

Die dislokationsmetamorphen Schiefer des Nufenenstockes sind schon seit langer Zeit bekannt. Schon STUDER (1851) beschreibt die Belemniten- und Granat-führenden Bündnerschiefer der Nufenengegend, doch bestand für ihn die Trennung in gotthardmassivische und penninische Kalkschiefer noch nicht. Auch bei GERLACH (1883) ist die ganze Sedimentzone südlich des Gotthardmassivs einheitlich als graue, kalkhaltige Schiefer, Glanzschiefer bezeichnet (vergleiche auch „Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XVIII (Brig–Airolo) 1885). Erst auf der Simplonkarte von C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1906) finden wir innerhalb der Kalkschiefer am Südrande des Gotthardmassivs in der Nähe des Cornopasses einen trennenden Rauhwackenzug eingezeichnet. Diese auch andernorts auftretenden Triaszüge innerhalb der liasischen Ablagerungen führten SCHMIDT und PREISWERK dazu, die Bedretto-Mulde auf ihren Profilen (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Profile zu Spezialkarte Nr. 48, Tafel II) in verschiedene echte Mulden aufzutrennen. EICHENBERGER (1924) kam aber dann auf Grund seiner eingehenden Detailuntersuchungen über die Nufenen-Mulde dazu, sie nicht als echte Mulde zu betrachten, sondern lediglich als ein isoklinales Schuppenpaket. Er war aber der erste, der diese Sedimente am Nufenenstock als eine selbständige Einheit betrachtete. Nach den Untersuchungen von EICHENBERGER beschäftigte sich niemand mehr mit dem Autochthon des westlichen Gotthardmassivs, erst P. MEIER und W. NABHOLZ (1949) veröffentlichten wieder eine kleine Arbeit über die Fortsetzung der Nufenen-Mulde bis in das Gebiet des Simplons.

2. Der Gesteinsinhalt der Nufenen-Mulde

Die Nufenen-Mulde wird ausschliesslich durch mesozoische Sedimente, die heute innerhalb der ganzen Ausdehnung dieser Muldenzone in einem dislokationsmetamorphen Zustand vorliegen, aufgebaut. Die Sedimente sollen im folgenden kurz petrographisch charakterisiert werden, wobei vor allem auf abweichende Resultate gegenüber den Untersuchungen von EICHENBERGER (1924) und P. MEIER (1947, 1949) eingegangen werden soll.

a) Triasische Ablagerungen

Rauhwacke, Dolomit, Marmor und Gips.

Als tiefstes sicheres triasisches Element finden wir an der Grenze Altkristallin-autochthones Mesozoikum vor allem die Rauhwacke. Sie tritt durchgehend als gelblichbraunes bis ocker gefärbtes, stark zerbröckelndes Gestein, vorwiegend aus Kalk bestehend, auf. Die Rauhwacke findet sich auch in den andern triasischen Zügen, d. h. in den trennenden Elementen der einzelnen Schuppen der Nufenen-Mulde, in der südlichen Begrenzung der Nufenen-Mulde und als Basis der penninischen Bündnerschieferserie, doch geht der Anteil der Rauhwacke in den weiter südlich liegenden Faziesräumen zugunsten des Dolomites deutlich zurück.

Neben der Rauhwacke bildet Dolomit den wichtigsten Bestandteil dieser sehr wichtigen und meist gut erkennbaren triasischen Leithorizonte. Während Dolomit im östlichen Teil des untersuchten Gebietes eher spärlich ist, tritt er im W weit häufiger auf, und zwar meist in einer dichten, leicht gelblich ausgebildeten Form. An der „Weissen Fluh" oberhalb Grengiols ist er leicht zuckerkörnig. An der Grenze gotthardmassivische Bündnerschiefer – penninisches Mesozoikum und innerhalb der penninischen Glanzschieferserie findet man meist nur noch Dolomit, während Rauhwacke, mit Ausnahme des östlichsten Teils des Untersuchungsgebietes nur noch untergeordnet vorkommt. Der Dolomit führt meistens ziemlich Quarz (bis zu 50 %) und Sericit. Ein reiner, quarzfreier Dolomit zeigte nach P. Meier (1947) folgende Zusammensetzung: 48 % Dolomit, 45 % Calcit und 7 % Sericit.

Als linsige Einlagerungen in diesen beiden karbonatischen Gesteinen trifft man häufig Gipslinsen. Für den östlichen Gebietsteil vergleiche hiezu Eichenberger (1924); im westlichen Untersuchungsgebiet tritt Gips an folgenden Orten auf: Am Ausgang der Binnaschlucht, im Mühlebachtobel (bei Grengiols) und westlich des Kraftwerks Mörel. Auch der Gips enthält meistens etwas Karbonat (bis zu 30 %) und etwas Muskowit.

Ebenfalls linsig eingelagert sind vor allem im westlichen Untersuchungsgebiet kalkreiche Dolomitvorkommen, die stark marmorisiert sind, während die umgebenden dolomitischen Partien bedeutend weniger Neigung zur Umkristallisation zeigen.

Alle diese Gesteine, mit Ausnahme der Rauhwacke, enthalten oft ziemlich viel Sericit, was ihnen ein schiefriges Aussehen geben kann.

Während die Grenztrias Altkristallin-mesozoisches Autochthon durchgehend verfolgbar ist, ist die Grenze zwischen den gotthardmassivischen Bündnerschiefern und der penninischen Kalkschiefer-Serie oft

nur schwach angedeutet durch dm-mächtige, stark ausgewalzte dolomitische Sericitphyllite. Bei vollständigem Fehlen der triasischen Ablagerungen kann die Zugehörigkeit zu der einen oder der andern Fazies infolge Verwischung der Differenzen durch die Metamorphose nicht immer sicher festgestellt werden.

Die Rauhwacke an der Basis des mesozoischen Autochthons des westlichen Gotthardmassivs liegt mit wenigen Ausnahmen diskordant auf den Ortho- oder Paragneisserien des Altkristallins. Diese Diskordanz wurde von SCHMIDT und PREISWERK (1908) als Abscherungsdiskordanz gedeutet, von EICHENBERGER (1924, p. 480) dagegen als primär stratigraphisch mit Abscherung zwischen mittlerer Trias und dem Lias des Sedimentmantels. Die Verschuppungen, vor allem diejenigen am Westende des Massives, deuten aber meiner Ansicht darauf hin, dass die Trias zwar primär diskordant auf das gotthardmassivische Altkristallin abgelagert wurde, bei der alpinen Orogenese jedoch sicher auch eine Abscherung um erhebliche Beträge erlitt.

Ausser dem direkten Kontakt mit Paragneisen und Orthogneisen findet man an einzelnen Stellen als Liegendes der mittleren Trias Quarzite (z. B. nach GEBHART (1949) im Längtal ein ca. 10 m mächtiger Magnetitquarzit). P. NIGGLI (1914) beschreibt auch aus dem Aeginental als Basis der Rauhwacke eine Quarzitbank, die allerdings schon von EICHENBERGER (1924, p. 458) nicht mehr aufgefunden werden konnte. Diese stark metamorphen Sandsteine sind aber kaum als Äquivalente einer untersten Trias anzusprechen, sondern eher als Vertreter der südlichen Paragneisserie.

Quartenschiefer-Äquivalente

Mit der Rauhwacke und dem Dolomit zusammen findet man meistens Sericit-Chlorit-Phyllite bis Sericit-Chlorit-Schiefer, oft mit weissen Flekken (Plagioklas-Anreicherungen) und Biotit-Porphyroblasten, die aus Analogiegründen mit den östlichen Teilen des Gotthardmassivs und auf Grund ihrer stratigraphischen Lagerung (immer direkt über der Rauhwacke) seit langem als Äquivalente der Quartenschiefer betrachtet wurden.

Makroskopisch handelt es sich um grüne bis hellgrüne, auf dem Hauptbruch meist seidenglänzende Gesteine, deren starke Duktilität öfters durch eine starke Fältelung oder Wellung angezeigt wird. Während sie im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes zum grössten Teil als Sericit-Chlorit-Phyllite mit extremer Schieferung ausgebildet sind, ist die Mannigfaltigkeit im Gebiete des Nufenen- und des Cornopasses bedeutend grösser. Neben sehr feinschiefrigen, nur Quarz als helles Gemengteil führenden Sericit-Phylliten finden sich mehr karbonatreiche Typen, oft mit Epidot. Parallel mit der Epidot-Anreicherung geht die Bildung von Plagioklas-Porphyroblasten. Alle Typen können ausserdem mehr oder weniger Biotit-Porphyroblasten, meist als Querbiotite ausgebildet, enthalten. Die Albit-Porphyroblasten sind meist durch weisse Flecken, die oft bis zu 1 cm Durchmesser besitzen und nur auf dem Hauptbruch sichtbar sind, gekennzeichnet.

Mikroskopisch lassen sich folgende Typen unterscheiden:

Sericit-Chlorit-Phyllite, oft mit Querbiotiten. Sie bilden den gewöhnlichsten Typus. Quarz, langgestreckt, eckig, bis zu 50 %, ist immer parallel der Schieferungsrichtung gerichtet. Chlorit, blassgrün bis fast farblos, meist sehr kleine Blättchen, ist oft mit Sericit parallel verwachsen, der Volumenanteil dieser beiden Mineralien beträgt zusammen 50—60 %. Als Nebengemengteile trifft man oft Biotit (normaler Pleochroismus), wenig Karbonat, Erz (meist Pyrit, seltener Hämatit in Blättchen), Klinozoisit und Epidot sowie vereinzelte Körnchen von Turmalin. Plagioklas ist in diesen Typen sehr selten.

Sericit-Chlorit-Plagioklas-Phyllite. Während die gewöhnlichen Typen vor allem in den nördlichen Schuppenzonen der Nufenen-Mulde und speziell im westlichen Untersuchungsgebiet häufig sind, trifft man in der Gegend des Gries- und Corno-Gebietes grüne Phyllite mit weissen Flecken. Unter dem Mikroskop ergibt sich ein ganz ähnlicher Mineralbestand wie in den gewöhnlichen Sericit-Chlorit-Phylliten, als neues Mineral tritt nun Plagioklas hinzu. Dieser Plagioklas, der immer porphyroblastisch entwickelt ist, ist in einzelnen Schliffen sehr häufig anzutreffen. Die Porphyroblasten sind voller Einschlüsse, vor allem von Sericit, aber auch von allen andern im Schliff vorkommenden Mineralien (Epidot, Turmalin, Quarz). Verzwillingung ist praktisch nie anzutreffen, dagegen deutet eine bei einzelnen Individuen sehr starke undulöse Auslöschung auf Zonarstruktur, allerdings ohne scharfe Begrenzung. Die Porphyroblasten sind nie idiomorph, sondern immer rundlich bis etwas längsgestreckt. Es können sowohl Plagioklase mit optisch positivem als auch optisch negativem Charakter festgestellt werden; die Lichtbrechung liegt immer etwas über dem Canadabalsam. Wie EICHENBERGER (1924) schon angibt, handelt es sich bei diesen Porphyroblasten um Albit-Oligoklas und Andesin. Der Volumenanteil des Plagioklases beträgt maximal 40 %, übrige Hauptgemengteile sind Quarz, Sericit und Chlorit, in ähnlicher Ausbildung wie im Normaltypus.

Karbonatreiche Sericit-Chlorit-Phyllite. Wenn auch die meisten Quartenschiefertypen einzelne Karbonatmineralien enthalten, existieren doch vereinzelte Varietäten, deren Karbonatgehalt (meist Dolomit) bis 50 % erreichen kann. Daneben enthalten sie Quarz und Sericit + Chlorit sowie einige Nebengemengteile wie Epidot, Erz und Turmalin.

Granat-Hornblende-Garbenschiefer. Ca. 50 m nördlich der Rauhwacke am Cornopass (Koord. 145,7/672,3) steht ein ca. 2 m mächtiges Vorkommen eines schönen Hornblende-Garbenschiefers an, der mit grosser Sicherheit dem Quartenschieferniveau zuzurechnen ist (vgl. auch Fig. 2). EICHENBERGER erwähnt dieses Vorkommen noch nicht; erstmals wurde es von K. GEBHART im Sommer 1950 bei seinen Kartierungsarbeiten entdeckt. Die Aufschlussverhältnisse sind leider infolge beträchtlicher Moränenüberdeckung unklar; begleitet wird das Vorkommen von einem sehr feinen Sericit-Chlorit-Phyllit im S und einer schmalen Quarzitbank im N. Dieser Quarzit enthält bis cm-grosse Pyrite und wird weiter nördlich von Granat-Tonschiefern abgelöst.

Der Granat-Hornblende-Garbenschiefer, der Hornblende-Porphyroblasten bis zu 9 cm Länge enthält, zeigt im Grundgewebe die genau gleichen weissen Plagioklasflecken wie die Quartenschiefer. Auch im Dünnschliff lässt sich das Grundgewebe von andern Quartenschiefertypen nicht unterscheiden; als neue wichtige Mineralien kommen lediglich Granat (Porphyroblasten von ziemlicher Frische

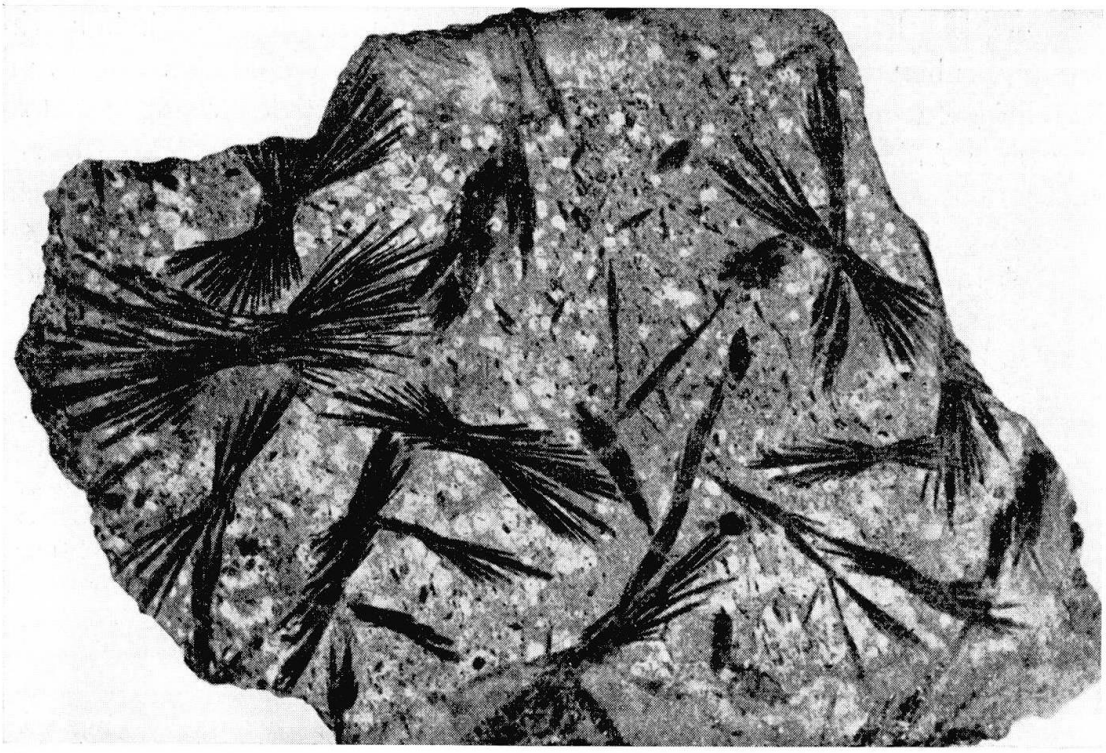


Fig. 2. Hornblende-Garbenschiefer, Cornopass. Ca. ½ nat. Grösse

mit zahlreichen Einschlüssen und schlechter Eigengestaltigkeit) und die Hornblende (X gelbgrün, Y grün, Z blaugrün, Z/c 12°) hinzu. Auffallend ist auch die Sammelkristallisation des Muskowites und die Häufigkeit der Querbiotite. Ein ähnliches Gestein, allerdings bedeutend weniger metamorph und von geringerem Hornblendegehalt, konnte auch südlich des Kummenhorns (westlich vom Blinnental) festgestellt werden.

Zwischen diesen einzelnen, makroskopisch gut unterscheidbaren Quartenschiefer-Äquivalenten bestehen Übergänge, indem einzelne Mineralien vermehrt auftreten oder auch vollständig fehlen können.

Die Texturen sind im allgemeinen immer ausgezeichnet kristallisationsschiefrig, die Strukturen grano- bis nematoblastisch, in der Mehrzahl der Fälle porphyroblastisch mit nematoblastischem Grundgewebe.

An tektonischen Bewegungshorizonten zwischen Rauhwacke und Quartenschiefern tritt oft Brekzienbildung ein, die Quartenschiefer-Bruchstücke sind dabei in allen Richtungen in der Rauhwacke eingebettet (vgl. auch EICHENBERGER, 1924, p. 472).

b) Liasische Ablagerungen

Die Dreiteilung des Lias der Nufenen-Mulde nach EICHENBERGER (1924) hat sich auch bei den neueren Untersuchungen bewährt. Neue Gesteinstypen konnten nicht namhaft gemacht werden. Schwierigkeiten

treten aber bei Parallelisationsversuchen zwischen den ziemlich stark metamorphen Sedimenten der Nufenengegend, wo der Lias auch am mächtigsten und vollständigsten ausgebildet ist, mit den weniger metamorphen Ablagerungen im westlichen Untersuchungsgebiet auf. Da sowohl über die östlichen Vorkommen (EICHENBERGER, 1924) als auch über die westlichen liasischen Gesteinstypen der autochthonen Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs (P. MEIER und W. NABHOLZ, 1949) bereits ausführliche Beschreibungen und Deutungen bestehen, sollen im folgenden nur kurz die Gesteinstypen zusammengestellt und charakterisiert werden.

Unterer Lias

Östlicher Gebietsteil: Über dem Quartenschieferniveau folgt eine mächtige Serie dunkler Granatphyllite. Die Granatporphyroblasten erreichen eine Grösse bis 8 mm, im Handstück sind die Rhombendodekaederflächen meist gut sichtbar. Im Schliff zeigen sich folgende Mineralien: Quarz, kleine, eckige Körner, oft etwas längsgestreckt. Der Mengenanteil schwankt zwischen 10—80 %. Plagioklas, oft ebenfalls Porphyroblasten bildend, vollständig poikiloblastisch, oft gedrehte Einschlüsse, nur in quarzarmen Varietäten anzutreffen. Sericit, ebenfalls in wechselnden Mengen. Granat, als siebstruierte, oft gedrehte Porphyroblasten, meist hypidiomorph, in seltenen Fällen aber auch vollständig xenomorph, langgestreckt. In einzelnen Typen mit etwas weniger Granat trifft man sehr häufig Sprödglimmerblättchen, ohne Pleochroismus. In allen Gesteinen ist mehr oder weniger stark Pigment angereichert, das dem Gestein makroskopisch die dunkle Farbe verleiht. Ein weiterer Gesteinstyp des unteren Lias, der aber eine sehr untergeordnete Rolle spielt, sind dunkle Kalke.

Westlicher Gebietsteil: Vom Blinnental westwärts ist im unteren Lias ein Gesteinswechsel festzustellen, der Granatgehalt der Gesteine verschwindet fast vollständig und die Tonschiefer werden gegen W zu immer kalkiger. Die Wechsellagerung innerhalb der verschiedenen Niveaus wird immer intensiver, was eine Zuordnung der Gesteine zu einer bestimmten Stufe sehr erschwert. Im Rappental sind die gotthardmassivischen Bündnerschiefer grösstenteils unter Moränenschutt verdeckt und erst bei der Umbiegung dieses Längstales in die Quertalrichtung erscheint wieder eine bedeutend reduzierte Schichtreihe, die bis zum Profil des Schlettergrabens (siehe P. MEIER, 1949) wieder etwas anschwillt.

Mittlerer Lias

Östlicher Gebietsteil: Über den dunklen Kalken des unteren Lias (die nur eine sehr geringe Mächtigkeit besitzen) folgen rostig anwitternde Sandsteine, heute als Quarzite vorliegend, die von EICHENBERGER ins Domérien gestellt werden. In einzelnen Schuppen der Nufenen-Mulde ist der Quarzitzug verdoppelt, getrennt durch ein schmales Band eines dunklen Kalkes. Die Verdoppelung ist im Streichen allerdings nirgends weit verfolgbar. Unter dem Mikroskop erkennt man: Quarz bis zu 90 %, unregelmässige, eckige Individuen, mittlere Grösse 0,2 bis 0,5 mm, blastopsammitisch, nur ganz schwach umkristallisiert. Daneben einzelne Calcitkörnchen in Äderchen oder als Zwickelfüllung, Sericit und Chlorit als untergeordnete Gemengteile, Klinozoisit und Limonit als Akzessorien.

Westlicher Gebietsteil: Die letzten eindeutigen Quarzitzüge findet man im hintersten Rappental; weiter gegen W verschwinden sie unter dem Moränenschutt. In den westlicher gelegenen Profilen (Schlettergraben, Binnatal, Mühlebach bei Grengiols, Bettligraben) findet man keine eindeutigen Äquivalente dieser Sandsteine des mittleren Lias mehr.

Oberer Lias

Östlicher Gebietsteil: Im Hangenden der rostbraunen Quarzite stehen in der Gegend des Nufenenpasses und weiter westlich bis zur Lücke zwischen Sedelhorn und Merezenbachschijen Knotenschiefer in Wechsellagerung mit grauen bis dunkelgrauen Kalken und feinkörnigen Marmoren an. Sie sind reichlich fossilführend (Belemniten), daneben aber ziemlich stark metamorph (Knotenbildung: die Knoten sind vor allem an verwitterten Oberflächen sehr schön sichtbar. Unter dem Mikroskop bestehen die mehr rundlichen Knoten aus Plagioklas, die länglichen dagegen aus Mineralien der Zoisit-Epidot-Gruppe. Eine genauere Bestimmung mit der Immersionsmethode war infolge des grossen Pigmentgehaltes der Mineralien nicht möglich). Die Belemniten sind oft etwas gestreckt oder leicht zerbrochen; infolge ihrer hellen Karbonatisierung treten sie immer gut aus dem Gestein hervor. Die Wechsellagerung der Knotenschiefer mit Kalken ist oft sehr eng; die einzelnen Lagen sind oft nicht mehr als einige Zentimeter bis Dezimeter mächtig. Gegenüber dem unteren Lias, der die weitaus mächtigste Schichtserie der Nufenen-Mulde bildet, treten diese Kalke und Knotenschiefer quantitativ sehr stark zurück; in einzelnen Schuppen können sie sogar fehlen. Gegen W, in der Gegend des Blinnentales, verschwinden die Knotenschiefer vollständig; an ihre Stelle treten gewöhnliche Tonschiefer und Kalke. Unter dem Mikroskop erkennt man vor allem Calcit und Quarz als die beiden hellen Hauptkomponenten neben Sericit, der in selteneren Fällen als Muskowit ausgebildet ist. Daneben treten als Porphyroblasten Biotit und selten Sprödglimmer auf, akzessorisch ausserdem Erz, Klinozoisit, Turmalin und sehr viel Pigment. Die quantitative Verteilung der Hauptmineralien schwankt sehr stark, oft wiegt Calcit vor, in einzelnen Lagen oder Gesteinstypen dagegen Quarz und Sericit.

Westlicher Gebietsteil: Die obersten Glieder des gotthardmassivischen Mesozoikums im Gebiete des Binnatales stellen die Dachschiefer dar. Sie lassen sich über das eigentliche Untersuchungsgebiet hinaus bis in die Gegend von Brig verfolgen. Über das Alter dieser Dachschiefer von Termen sind wir genau orientiert, da es gelang, in den Brüchen von Termen einen bestimmbaren Ammoniten zu finden (Bernoulli, 1942). Auf Grund dieses Fundes gehört der Dachschieferkomplex zur Stufe des Toarciens. Versucht man diese Gesteine vom Binnatal weiter gegen E zu verfolgen, stellt man fest, dass sie schon bei der Umbiegung des Rappentals nur noch sehr reduziert vorhanden sind, während im Gebiete des obern Rappentales keine eindeutigen Äquivalente dieser Toarcienschiefer mehr auftreten. Eine genauere Beschreibung dieser Dachschieferserie findet sich in der Publikation von P. Meier und W. Nabholz (1949).

3. Die Stratigraphie und die Tektonik der Nufenen-Mulde

Die Stratigraphie der südlichen Sedimentbedeckung des westlichen Gotthardmassivs wurde für den östlichen Teil von Eichenberger (1924),

für den mehr westlich gelegenen Teil von P. Meier und W. Nabholz (1949) schon eingehend behandelt. Wie die vorhergehende Gegenüberstellung zeigt, lässt sich eine genaue Parallelisierung der beiden Gebietsteile nicht durchführen. Die Untersuchungen ergaben vielmehr, dass alle Stufen, mit Ausnahme der Trias, in der Gegend des Blinnentales einem Fazieswechsel unterliegen. Dieser Fazieswechsel äussert sich vor allem im Fehlen des mittleren Lias (Quarzite) im westlichen Gebietsteil. Der untere Lias ist im E des Blinnentales mehr tonig, westlich davon eher kalkig; der obere Lias ist im E kalkig mit tonigen Zwischenlagen ausgebildet, im W dagegen ausgesprochen tonig (Dachschiefer).

Mit diesem Fazieswechsel sind noch andere Zusammenhänge verbunden: In der Gegend des Blinnentales ist die südliche Paragneiszone des Altkristallins im ganzen Untersuchungsgebiet am mächtigsten entwickelt. Westlich des Blinnentals sinkt das Gotthardmassiv rapid in die Tiefe und wird bereits bei der Umbiegung des Rappentales von der autochthonen Sedimenthülle überfahren (vgl. auch Fig. 1). Auch die Corno-Schuppe, die im nächsten Kapitel behandelt wird, ist im hintern Blinnental nirgends aufgeschlossen, was ebenfalls auf ein rapides Abtauchen des gesamten Gesteinskomplexes schliessen lässt. Es scheint daher, dass der Fazieswechsel des autochthonen Lias im Gebiete des Blinnentals-Rappentals mit dem steileren Absinken des Gotthardmassivs gegen W verbunden ist.

In der Gegend des Nufenenstockes und des unteren Griesgletschers wurde die Nufenen-Mulde von Eichenberger (1924) in vier isoklinale Schuppen unterteilt. H. Roethlisberger (1947) kommt auf Grund seiner Untersuchungen und unter Berücksichtigung der im Profil vereinzelt auftretenden, im Streichen aber wieder rasch auskeilenden Rauhwacken- und Quartenschieferzüge auf insgesamt 7 Schuppen. Eichenberger bezeichnet seine Einteilung selbst als sehr schematisch; kurze Trennungszonen und vereinzelte Gewölbekerne werden von ihm nicht berücksichtigt. Als Arbeitshypothese ist seine Konzeption aber sehr gut; die zusätzlichen trennenden Triaszonen (die vor allem am Nordfusse des Faulhorns ausgezeichnet beobachtbar sind und die ausserordentlich starke Verschuppung und Komplizierung der normalen Schichtfolgen schön aufzeigen) stellen lokale Komplikationen innerhalb der einzelnen Hauptschuppen dar, die aber für die Gesamtkonzeption der Tektonik der Nufenenmulde keine ausschlaggebende Rolle spielen.

Die vier Schuppen von Eichenberger verschmelzen gegen W zu immer mehr; schon im Gebiete des Blinnentals finden wir nur noch eine zweifache Wiederholung der Schichtserie, wobei die südlichere ausser-

dem nicht mehr vollständig ist. Im Gebiete des hinteren Rappentales kann man auch das Auskeilen der südlich gelegenen Schuppe schön beobachten. Vom Übergang Blinnental–Rappental bis ins Gebiet des Schlettergrabens besteht die Nufenen-Mulde nur noch aus einer einzigen Schichtserie. Im Profil des Schlettergrabens (P. MEIER und W. NABHOLZ, 1949) tritt wieder eine trennende Triaslinse auf, doch ist diesmal die nördliche Schuppe unvollständig.

Komplizierter werden die Verhältnisse wieder am Westende des Gotthardmassivs, wo im Gebiete südlich von Grengiols die südliche Sedimentbedeckung über die letzten Ausläufer der altkristallinen Paragneiszone hinweggreifen und in Kontakt mit den später zu beschreibenden permo-karbonischen Ablagerungen der nördlichen Sedimentumhüllung treten. Die grosse makroskopische und mikroskopische Ähnlichkeit der Quartenschiefer mit den Sericit-Phylliten der permo-karbonischen Sedimente bereitet dabei einer eindeutigen tektonischen Trennung Schwierigkeiten. Die Verschuppungen der südlichen Elemente mit dem nördlichen Permo-Karbon sollen am Ende des Kapitels über die nördliche Sedimentbedeckung ausführlicher berücksichtigt werden.

4. Vergleich mit der südlichen Sedimentbedeckung des östlichen Gotthardmassivs

Wie im Altkristallin wurde auch die Untersuchung der Sedimentbedeckung des östlichen Gotthardmassivs bisher stärker gefördert als im W. Vor allem anzuführen sind die Arbeiten von W. VAN HOLST PELLEKAAN (1913) über die Scopimulde, L. KRIGE (1918) über die Pioramulde, L. BOSSHARD (1925) über die östlichen gotthardmassivischen Bündnerschiefer im allgemeinen, H. M. HUBER (1943) über die Scopimulde und W. NABHOLZ (1948 a und b) über die mesozoische Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. Ein genaueres Profil über die mesozoischen Sedimente am Südrande des östlichen Gotthardmassives findet sich aber nur bei H. HUBER (1943, p. 79). In den andern Arbeiten handelt es sich meist um rein petrographische Beschreibungen, oder es war infolge verwischter fazieller und lithologischer Unterschiede keine genauere Einteilung möglich (das Ostende verhält sich ganz ähnlich dem Westende des Massivs, vergleiche W. NABHOLZ (1948a, p. 264)).

Während die Bündnerschiefer in der Gegend des Val Lugnez und im Vorderrheintal in bezug auf lithologische und fazielle Übergänge ganz ähnlich dem westlichen Teil des Untersuchungsgebietes entwickelt sind, ist anderseits der Reichtum der Gesteinsvarietäten des Mesozoikums im Gebiete der Tessiner Kulmination noch viel ausgeprägter als in der Nufenengegend, was eine stratigraphische Einteilung in jenem Gebiete

erschwert. Eine detaillierte Übersicht petrographischer und chemischer Art über die verschiedenen Gesteinstypen im Bereiche der Tessiner Kulmination findet sich in L. Bosshard (1929) und P. Niggli (1929). Ein sehr wesentlicher Unterschied des von diesen beiden Autoren bearbeiteten Gebietes zur Nufenengegend besteht im fast vollständigen Fehlen der Mineralien Disthen, Staurolith und Hornblende in den Gesteinen der Nufenen-Mulde.

Stratigraphische Vergleiche der verschiedenen mesozoischen Schichtreihen südlich und nördlich des Gotthardmassivs sowie einzelner helvetischer Decken finden sich in E. Niggli (1944, Tab. XVIII, p. 226). Die seither veröffentlichten neueren Untersuchungen von R. Trümpy (1949) im Lias der Glarner Alpen und von J. P. Hunger (1950) in den Bündnerschiefern der Gegend westlich von Olivone, haben in bezug auf die Hauptunterteilungen, auf die allein ein Vergleich der Sedimente der Nufenen-Mulde anwendbar ist, keine grundlegenden Änderungen gebracht. Die vergleichende Tabelle von E. Niggli (1944) besitzt daher heute noch im grossen ganzen ihre Gültigkeit; eine neue Zusammenstellung im Rahmen dieser Arbeit erübrigt sich somit.

5. Zusammenfassung

Die Sedimente der Nufenen-Mulde, die stratigraphisch Gesteine von der mittleren Trias bis zum obern Lias enthalten, können längs des ganzen Südrandes des Altkristallins des untersuchten Gebietes ununterbrochen verfolgt werden. Nach E ziehen sie noch weiter bis in die Gegend von Cruina im obern Bedrettotal, im W lassen sie sich bis in die Gegend von Brig nachweisen. Östlich des Blinnentals können die einzelnen stratigraphischen Stufen noch gut auseinandergehalten werden, westlich dieses Quertales dagegen sind die Ablagerungen stark reduziert und lückenhafter. Im Gebiete des Blinnentales und des hinteren Rappentales findet ein Fazieswechsel statt, der wahrscheinlich mit dem rascheren Abtauchen des westlichen Gotthardmassives gegen W zusammenhängt.

II. Kapitel

Die Corno-Schuppe

1. Definition

Im S des mächtigen Rauhwackenzuges am Cornopass, der von Eichenberger (1924) als Basis der penninischen mesozoischen Schicht-

reihe betrachtet wurde, konnte infolge des äusserst raschen Rückzuges des Griesgletschers ein durch Moränenschutt halb verdecktes neues Profil aufgenommen werden, das neben mesozoischen Sedimenten als auffallende Einlagerung Linsen eines nur tektonisch beanspruchten, sonst aber fast unveränderten Biotitgranites enthält. Wie im folgenden dargelegt werden soll, handelt es sich bei diesem neuen Profil um eine Antiklinale, die nach ihrem Hauptaufschluss am Cornopass als Corno-Schuppe bezeichnet werden soll.

2. Detail-Profil

Auf die Rauhwacke und die Quartenschiefer der Val Corno und des Cornopasses folgen nicht wie EICHENBERGER (1924, p. 476) angibt, die Kalkschiefer des Penninikums, sondern ein sehr komplexes Profil, das erst in den letzten Jahren durch den rapiden Rückgang des Griesgletschers freigelegt wurde. Schon ROETHLISBERGER (1947) erwähnt Komplikationen aus diesem Gebiete, doch betrachtete er das ganze als zwei weitere Schuppen der Nufenen-Mulde.

Das Detailprofil, das leider infolge von Moränen- und Toteisbedeckung nicht lückenlos aufgeschlossen ist, enthält folgende Schichtserien (vgl. auch Fig. 3 und Fig. 4):

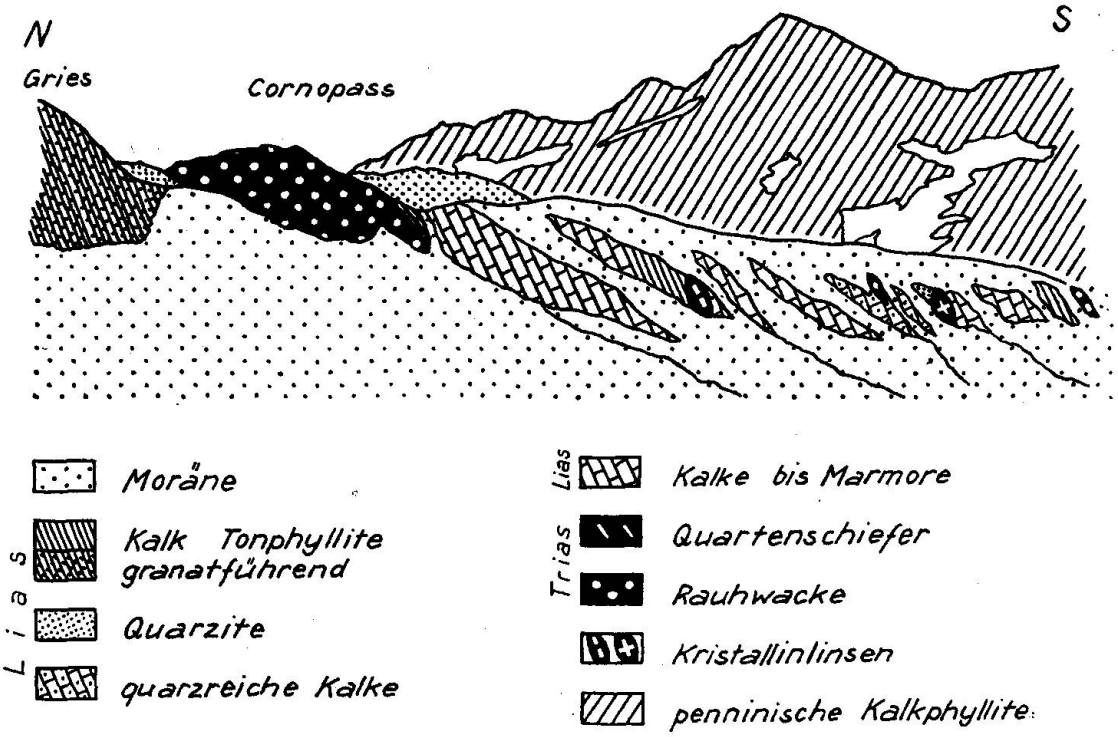


Fig. 3. Ansicht des Corno-Passes von Westen. Gezeichnet nach Photo.

Von Norden nach Süden:

1. In Kontakt mit gewöhnlichen Quartenschiefern (Sericitphylliten), die sehr oft linsig auftreten, erscheint zuerst ein Hornblende-Gneis mit Hornblende- und Plagioklasporphyroblasten. Der Mineralbestand nach mikroskopischer Untersuchung ergab folgende Zusammensetzung: Hauptgemengteile sind Quarz, sehr feinkörnig, oft in einzelnen Zeilen angereichert; Plagioklas, porphyro- bis poikiloblastisch, meist in der Nähe der Hornblende, die ähnliche Eigenschaften mit derjenigen des Hornblendegarbenschiefers auf dem Gries aufweist. Daneben treten auf: Biotit, Sericit, Zoisit, Erze (Pyrit, Hämatitspiesschen), Granat (vollständig poikiloblastisch). Die Struktur ist porphyroblastisch mit granoblastischem Grundgewebe, die Textur ausgezeichnet kristallisationsschiefrig. In Verbindung mit diesem Quartenschiefertypus tritt, ebenfalls quantitativ zurücktretend, ein reiner Sericitquarzit auf, der wie das vorerwähnte Gestein ebenfalls zur Quartenschieferfazies gerechnet werden muss. Seine Hauptgemengteile sind Quarz und Sericit, daneben enthält er sehr wenig Erz und einen olivgrünbraun pleochroitischen Biotit. Die Struktur dieses Sericitquarzites ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur gut kristallisationsschiefrig.

2. Südlich dieser metamorphen Quartenschieferfazies, deren einzelne Glieder nicht genau abgegrenzt werden können, da eine starke Verschuppung und Linsenbildung vorhanden ist, folgt eine ca. 80 m mächtige Serie von Kalken und feinkörnigen Marmoren, wobei ein intensiver Wechsel zwischen den verschiedenen Typen festzustellen ist. Als Haupttypen wurden ausgeschieden: ein sehr heller, mittelkörniger Marmor, dessen einzelne Calcitkristalle bis etwa 3 mm gross werden. Seine Farbe ist weiss bis leicht gelblich. Weiter wurden ein feinkörniger Marmor, ebenfalls hellgelb, leicht sandig und ein wenig Sericit enthaltend, und ein hell- bis mittelgrauer, feinkörniger Marmor, etwas Sericit und ganz wenig Pigment führend, festgestellt. Diese drei Varietäten wechseln ganz unregelmässig in verschieden dicken Lagen miteinander ab.

3. Auf eine Mächtigkeit von ca. 50 m folgt eine Serie von Bündnerschiefern, bestehend aus schwarzen Tonschiefern, die oft mit Biotitporphyroblasten gespickt sind und von zahlreichen Quarzknauern durchsetzt werden. An der Südgrenze dieser Bündnerschieferserie steht eine Linse (Ausdehnung ca. 2×10 m) eines Sericitschiefers an. Dieses Gestein kann sowohl als sandige Fazies der mesozoischen Schichtreihe, aber noch eher als diaphtoritischer Paragneis gedeutet werden. Unter dem Mikroskop erkennt man als wichtigstes Mineral Quarz, z. T. in ziemlich grossen Körnern mit xenomorphen, isometrisch eckigen Formen. Dazwischen eingelagert findet man Sericit, oft als Muskowit ausgebildet, und etwas seltener einzelne, meist langgestreckte, ebenfalls vollständig xenomorphe Plagioklasindividuen, die vollständig frisch sind. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur gut kristallisationsschiefrig.

4. Die nächste Schichtserie im S der schwarzen Tonschiefern besteht aus feinkörnigem, hellgelbem Marmor, wechsellagernd mit einer fast weissen Varietät. Diese, den unter 2. beschriebenen Typen sehr ähnlichen Gesteine, gehen nach ungefähr 30 m in einen Kalkglimmerschiefer über, der einzelne Rauhwackenlinsen enthält. Eine solche Linse ist brekziös ausgebildet und enthält ausgewalzte und stark verknetete Quartenschiefer-Bruchstücke. Unter dem Mikroskop erkennt

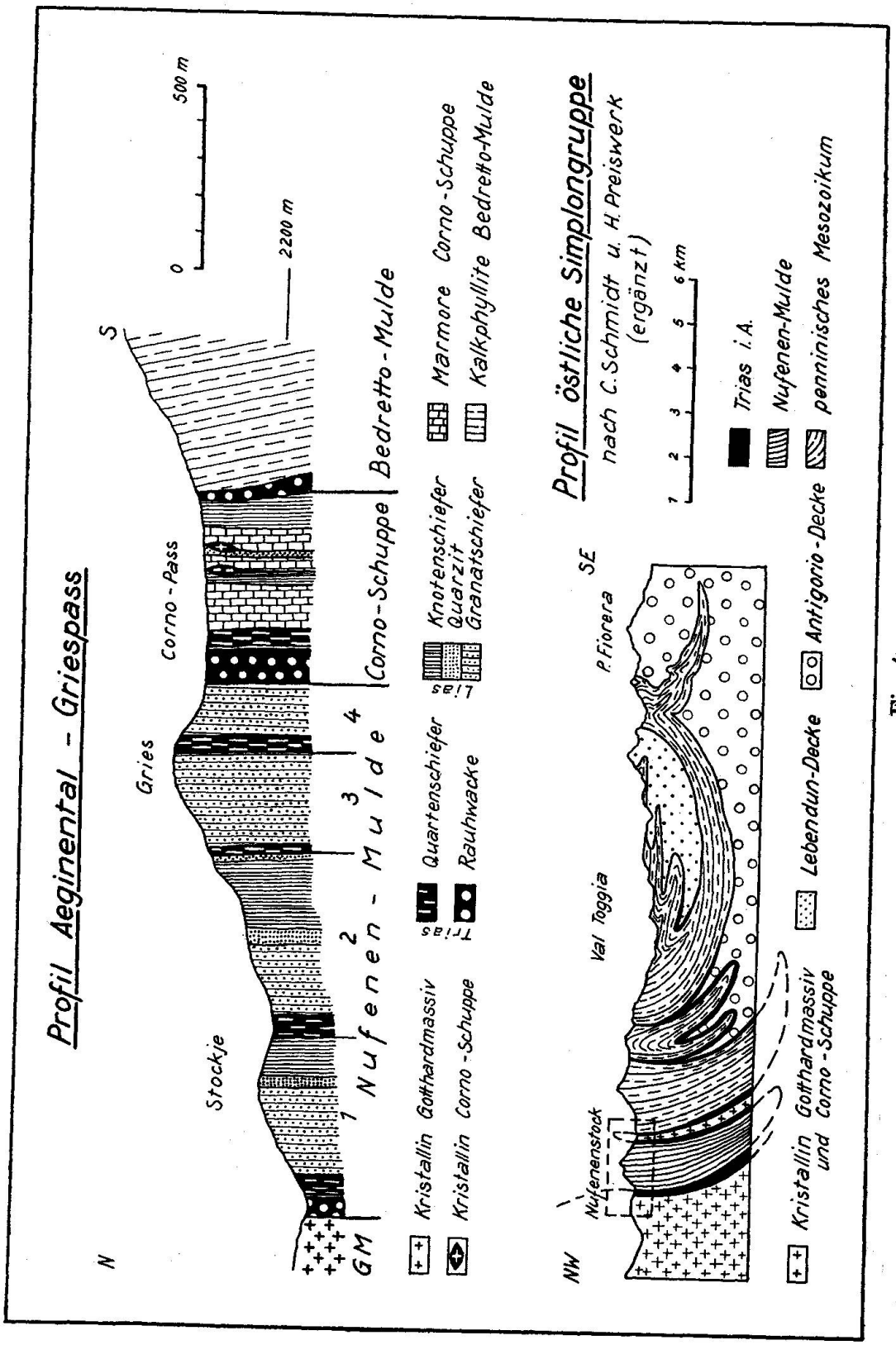

Profil Aeginental - Griespass
N
S
GM
Stockje
Gries
Corno-Pass
1
2
3
4
Nufenen - Mulde
Corno-Schuppe
Bedretto-Mulde
0
500 m
2200 m
Kristallin Gotthardmassiv
Kristallin Corno-Schuppe
Trias
Quartenschiefer
Rauhwacke
Lias
Knotenschiefer
Quarzit
Granatschiefer
Marmore
Corno-Schuppe
Kalkphyllite
Bedretto-Mulde
Profil östliche Simplongruppe
nach C. Schmidt u. H. Preiswerk
(ergänzt)
NW
SE
Nufenenstock
Val Toggia
P. Fiorera
1 2 3 4 5 6 km
Kristallin und Gotthardmassiv Corno-Schuppe
Lebendun-Decke
Antigorio-Decke
Trias i.A.
Nufenen-Mulde
penninisches Mesozoikum

Fig. 4

man vor allem Karbonat in xenomorphen, gleichmässig grossen Körnern. Dazwischen eingelagert finden sich einige Quarzkörner sowie Muskowit- und Biotitblättchen, letztere mit abnormalem grünen Pleochroismus. Der Schliff weist infolge der Porosität des Gesteins zahlreiche Hohlräume auf. Die Struktur dieser Rauhwackenbrekzie ist granoblastisch, die Textur nahezu massig.

5. Weiter südlich folgt eine schmale Zone (ca. 20 m mächtig) eines Sericitquarzites von hellgelbgrauer Farbe, der seinerseits von einem Marmor abgelöst wird. An der Grenze dieser zwei Schichtserien sind nun zwei Linsen eines

6. Biotitgranites aufgeschlossen. Diese Kristallinvorkommen inmitten der mesozoischen Schichtreihen bildeten den Grund, diesen ganzen Komplex als eine separate tektonische Einheit aufzufassen und in einem eigenen Kapitel zu behandeln. Ausser dem Biotitgranit konnte überdies auf einem Sporn ca. 150 m südlich der breiten Rauhwackenzone des Cornopasses ein tektonisch stark beanspruchter, verschieferter Muskowitgneis gefunden werden, der schon seit längerer Zeit vom Gletscher freigelegt war.

Die beiden Biotitgranite zeichnen sich durch fast vollständig zersetzte Alkalifeldspäte aus, die z. T. in sehr fein verzwillingte, die Verzwillingung oft nur noch undeutlich aufweisende Schachbrettalbite umgewandelt sind. Die mikroskopische Untersuchung ergab folgende Ergebnisse: Hauptgemengteile sind Quarz (20 %), relativ grosse, unregelmässige Körner, stark kataklastisch; umgewandelter Na-K-Feldspat (30 %), mit sehr viel Quarzeinschlüssen, ehemalige hypidiomorphe Umrisse noch gut erkennbar, z. T. richtig porphyrisch entwickelt; Plagioklas (oft sehr schön verzwillingt, nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefen Albit-Oligoklas, ca. 20—40 %). In der feinkörnigeren Varietät der beiden Biotitgranitlinsen ist der Plagioklas fast vollständig frisch; in der porphyrischen Varietät zeigt er dagegen eine sehr starke Zersetzung (Sericitisierung). Als wichtigster dunkler Gemengteil tritt Biotit mit normalem braunem Pleochroismus auf; weitere Mineralien mehr akzessorischer Art sind Epidot, Sericit (vereinzelt auch Muskowit), Chlorit (aus Biotit entstanden) und Erz. Die Struktur ist hypidiomorph körnig bis granoklastisch, die Textur im grossen ganzen noch massig.

Die Linsen dieser kristallinen Gesteine übersteigen eine Grösse von 2 m Breite und 10 m Länge nicht; sie sind im Felde ziemlich schwierig aufzufinden. Sie sitzen in kleinen Erosionsrinnen, die sich in den sehr steilen Moränenhang eingefressen haben. Die Linsen selbst sind nicht intakt, sondern in verschiedene Bruchstücke aufgeteilt. Diese grosse Zerhackung und Zerquetschung aller Gesteinstypen dieser Zone ist sehr charakteristisch.

7. Direkt auf diese eingelagerten Kristallinlinsen folgt die bereits erwähnte Marmorserie mit einer Mächtigkeit von ca. 100 m. Gegenüber der nördlichsten kalkigen Serie (2.) unterscheidet sie sich vor allem durch den Gehalt eines rein weissen, sehr grobkörnigen Marmors (Korngrösse bis 5 mm). Aber auch feinkörnige, hellgraue Marmore sind in dieser Serie vertreten.

8. Als abschliessende Serie folgt eine ca. 100 m mächtige schwarze Tonschieferserie mit Biotitporphyroblasten und kleinen Granateinsprenglingen. Auf diese sehr bündnerschieferähnliche Schicht folgt dann die sichere Basis der penninischen Kalkschieferserie,

9. ein ca. 30 m mächtiger Rauhwackezug.

3. Die Ausdehnung der Corno-Schuppe

Gegen W verschwindet die ganze Profilserie der Corno-Schuppe unter den Eismassen des Griesgletschers, und im Blinnental, wo ja auch die Nufenen-Mulde bereits sehr stark reduziert erscheint, finden sich absolut keine Anzeichen dieser Antiklinale mehr.

Gegen E verschwindet die Schuppe ebenfalls unter den erheblichen Moränenbedeckungen des Val Corno. Bei Kartierungsarbeiten für die Maggia-Kraftwerke AG., Locarno, denen ich hier das Recht für die Veröffentlichung dieser Mitteilung bestens verdanke, konnten ca. 500 m östlich der Capanna Corno S.A.C. zwei ca. 100 m auseinanderliegende Rauhwackenzüge mit dazwischenliegenden gotthardmassivischen Bündnerschiefern und Quartenschiefern gefunden werden. Die Mächtigkeit der Rauhwacke beträgt bei beiden Vorkommen ca. 10 m. Bei diesem, allerdings sehr schlecht aufgeschlossenen Profil, dürfte es sich um eine stark reduzierte Fortsetzung der Corno-Schuppe nach E handeln. Die Ausdehnung nach E der Corno-Schuppe dürfte daher bis etwas südöstlich Cruina, im obersten Bedrettotal, reichen.

4. Die Tektonik der Corno-Schuppe

In Fig. 4 ist ein schematisches Profil, vom Aeginental bis zum Griespass reichend, angegeben. Auf die altkristallinen Gesteine des Gotthardmassivs im N folgen zuerst die vier Schuppen der Nufenen-Mulde, gemäss der EICHENBERGERschen Konzeption. Südlich der stark reduzierten Schuppe Nr. 4 von EICHENBERGER (1924), die neben der Trias nur noch den unteren Lias enthält, folgt die ganze Schichtserie der Corno-Schuppe mit ihren eingelagerten Kristallinlinsen. Die Corno-Schuppe wird im S abgelöst durch das Liegende der eigentlichen Bedretto-Mulde, die Basisrauhwacke der penninischen Kalkglimmerschiefer.

Betrachtet man das Profil in grösserem tektonischen Zusammenhang, in Verbindung mit den Profilen von C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1906, Taf. II), (vergl. auch Fig. 4), so erkennt man, dass deren Auffassung einer Antiklinale in der Gegend des Cornopasses unbedingt stimmen muss. Die Nufenen-Mulde ist daher im Gegensatz zur Auffassung von EICHENBERGER als eigentliche Mulde zu betrachten und von der penninischen Bedretto-Mulde scharf abzutrennen.

Der Zusammenhang der Corno-Antiklinale mit den penninischen Elementen kann heute infolge Fehlens detaillierterer Untersuchungen im Val d'Antigorio noch nicht eindeutig entschieden werden. Ihr Auftreten dürfte mit der Tosa-Kulmination in Zusammenhang stehen. Nach Ma-

terial aus dem Fenster von Verampio, das mir in zuvorkommender Weise von Dr. R. U. WINTERHALTER, dem ich hier bestens danken möchte, zur Verfügung gestellt wurde, ist eine ziemlich grosse Ähnlichkeit der Biotitgranite aus der Corno-Schuppe mit dem Verampio-Granit nicht von der Hand zu weisen. Beide weisen wiederum eine Ähnlichkeit zu den spätherzynischen Graniten des Gotthardmassivs, vor allem zum Rotondo-Granit, auf. Ein solcher Zusammenhang würde auch der Konzeption von SCHMIDT und PREISWERK, die eine Verwandtschaft ebenfalls andeuten, entsprechen. Zu einer eindeutigen Stellungnahme sind aber noch detailliertere Aufnahmen, vor allem im italienischen Gebiete des Fensters von Verampio und eingehendere vergleichende Studien nötig.

5. Zusammenfassung

Südlich der Nufenen-Mulde wurde im Gebiete des Cornopasses ein Profil erschlossen, das neben sandigen und kalkigen mesozoischen Sedimenten Linsen von fast nicht metamorphen Graniten enthält. In Verbindung mit den Profilen von SCHMIDT und PREISWERK (1906, Taf. II) wird diese Schuppenzone zwischen dem gotthardmassivischen Autochthon und den penninischen Ablagerungen als Antiklinale gedeutet. Damit erscheint eine eindeutige Trennung von Nufenen- und Bedretto-Mulde als gerechtfertigt.

III. Kapitel

Die Bedretto-Mulde

1. Allgemeines

Die Bedretto-Mulde bildet die benachbarte südliche tektonische Einheit des Gotthardmassivs und begleitet dieses vom Bedrettotal bis zum Verschwinden der gotthardmassivischen Bündnerschiefer in der Gegend von Brig. Da im Rahmen dieser Arbeit nur die Probleme des westlichen Gotthardmassivs näher erörtert werden, wurde die Untersuchung der penninischen Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde nur in einer schmalen Zone im Interesse einer eindeutigen Grenzziehung durchgeführt. Auf grössere Strecken lässt sich zwar oft ein mehr oder weniger mächtiger Rauhwackenzug als Basis der Bedretto-Mulde verfolgen, fehlt dieser jedoch, wird eine eindeutige Grenzziehung sehr schwierig, da speziell an solchen tektonischen Kontakten infolge der Metamorphose eine

starke Angleichung der jurassischen Sedimente des gotthardmassivischen Autochthons und des anschliessenden Penninikums stattgefunden hat.

2. Die Faziesentwicklung

Im hinteren Bedrettotal hat neuerdings C. E. BURCKHARDT (1942) eingehende Untersuchungen über die Bedretto-Mulde veröffentlicht. Als nördlichste Serie, die uns hier allein interessiert, führt er Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen von feinkörnigem Kalk, Dolomit und Marmor an. Diese Gesteine setzen sich auch weiter nach W in das Gebiet des Blinnenhorn fort. H. BADER (1934) gibt keine detaillierteren Angaben über die Bündnerschiefer des Binnatales. Die nördliche Zone wird von ihm lediglich als sandig-kalkige Bündnerschiefer bezeichnet, die er in acht verschiedene petrographische Typen aufteilt, die aber auf seiner Karte nicht genauer ausgeschieden werden. P. MEIER (1951), die den westlichsten Teil des untersuchten Gebietes bearbeitete, beschreibt die Gesteine dieser Serie als auffallend eintönig und vollständig ungeeignet für eine stratigraphische Aufteilung, da die einzelnen petrographisch unterscheidbaren Gesteinstypen sich in wechselnder Folge wiederholen, ohne dass durchgehend verfolgbare Horizonte zu beobachten wären. Die Einteilung bei P. MEIER bleibt gleich wie bei H. BADER. Ophiolithe wurden im untersuchten Gebiete nirgends angetroffen; Grüngesteine treten erst auf einer weiter südlich gelegenen Linie auf (vgl. auch H. BADER, 1934).

Alle Autoren beschreiben diese penninischen Bündnerschiefer als vollständig fossilleer, und auch dem Verfasser war es nicht möglich, irgendwelche Spuren von Fossilien zu entdecken. Im übrigen stimmen die eigenen Beobachtungen mit denen der andern Autoren im grossen ganzen überein. Unmittelbare Kontakte zwischen gotthardmassivischen und penninischen Bündnerschiefern sind infolge Verwachsung und Schuttbedeckung selten. Zwei typische Grenzprofile finden sich auf der linken Seite des hintern Blinnentales und an der Umbiegung des Rappentales. Im Blinnental folgt auf die dunklen penninischen Kalkglimmerschiefer gegen N ein 2 m mächtiger, heller Marmor und ein schmaler Quartenschieferzug. Während hier eine sichere Triasgrenze vorhanden ist, folgen im Rappental auf eine kalkige penninische Bündnerschieferserie direkt die Tonschiefer (Dachschiefer) des obern Lias der gotthardmassivischen autochthonen Sedimente. Hier wurde die Trias vollständig abgeschert. In solchen Fällen ist es nicht immer möglich eine ganz scharfe Grenze zwischen Nufenen-Mulde und Bedretto-Mulde zu ziehen, vor allem auch weil die Unterschiede in der gotthardmassivischen und pen-

ninischen Fazies oft sehr gering werden. Im grossen ganzen gesehen, lässt sich aber längs dem ganzen Südrand des Gotthardmassivs im Untersuchungsgebiet die Trennung der autochthonen Sedimente des Gotthardmassivs von den angeschobenen penninischen Elementen mit genügender Genauigkeit durchführen (siehe auch die Tafelbeilage).

ABSCHNITT C

Die nördliche Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs und ihre Einschaltungen (Gomser Zwischenmassive)

Einleitung

Auf der nördlichen Seite wird das Altkristallin des westlichen Gotthardmassivs auf der ganzen Länge von ziemlich ausgedehnten permokarbonischen Ablagerungen begleitet. Der mesozoische Anteil der westlichen Fortsetzung der Urseren-Mulde ist dagegen auf ein Minimum beschränkt und nur im östlichen Teil des untersuchten Gebietes anstehend; westlich von Ulrichen verschwinden sowohl Trias als auch der Lias unter den Alluvionen der Rhoneebene. Während bis heute dieser Sedimentbedeckung keine besonders grosse Beachtung geschenkt wurde und man einen relativ einfachen Aufbau annahm, zeigten die neuen Untersuchungen, dass auch in diesem Gebiete kompliziertere tektonische Verhältnisse herrschen. Als wichtigste Neuerung kann die Existenz eines Gomser Zwischenmassivs, das in zwei Teile zerfällt und das ähnlich dem Tavetscher Zwischenmassiv dem Gotthardmassiv vorgelagert ist, betrachtet werden.

I. Kapitel

Das Permo-Karbon der Urseren-Fiescher-Mulde

1. Übersicht

Eine erste Arbeit, die sich detaillierter mit den Gesteinen zwischen dem Gotthardmassiv und Aarmassiv befasst, ist die Dissertation von J. Jakob (1919). Wenn auch die Interpretationen den modernen Ansichten nicht mehr vollständig entsprechen, so leisten die zahlreichen Physio-

graphien und Analysen doch noch gute Dienste. Neuere Untersuchungen stammen vor allem aus dem Berner Petrographischen Institut; die wichtigste Publikation bildet die Dissertation von P. ZBINDEN (1950), der sich u. a. speziell den Keratophyrvorkommen widmet.

Die mächtigste Ausdehnung erreichen die sedimentären Ablagerungen des Permo-Karbons im Gebiete zwischen Grengiols und Fiesch, also im westlichsten Teil des Untersuchungsgebietes. Östlich von Niederwald verschwinden die permo-karbonischen Sedimente unter den Alluvionen des obern Goms; beide Talhänge werden von den altkristallinen Gesteinen der beiden Massive aufgebaut. Erst in der Gegend von Ulrichen tritt das Permo-Karbon wieder auf; seine Mächtigkeit beträgt hier ungefähr 750 m. Die Schichten verlaufen aber nicht ungestört weiter nach E gegen das Urserental; im Gebiete des Gerentals und des Längisgrates treten tektonische Störungen in Form kristalliner Einschaltungen auf, die in einem späteren Kapitel über die Gomser Zwischenmassive genauer erörtert werden sollen. Zur Behandlung der Probleme des Permo-Karbons der Urseren-Fiescher-Mulde hat sich eine Trennung in die östlichen und die westlichen Vorkommen als günstig erwiesen.

2. Das Permo-Karbon in der Gegend von Fiesch

a) Die Tektonik

Um die Gesteine der permo-karbonischen Ablagerungen petrographisch zu beschreiben, erwies es sich als vorteilhafter, zunächst die Tektonik der ganzen Serie näher zu erläutern.

ZBINDEN (1950, p. 274) gibt einen Überblick über die tektonischen Verhältnisse des nördlich der Rhone gelegenen Teils dieses Komplexes und weist dabei auf verschiedene einzelne Verschuppungen mit altkristallinen Gesteinen hin, die allerdings keine grössern Ausmasse erreichen. Schon in einer früheren Publikation (ZBINDEN, 1946) erwähnt er aber eine weit wichtigere Einschaltung im Gebiete östlich von Ernen. Diese Beobachtungen stammen erstmals von R. ARBENZ, der in den Bachprofilen in der Gegend zwischen Steinhaus und Mühlebach südlich sicherer Paragneise des Gotthardmassivs als erster eine ca. 100 bis 150 m mächtige Sedimentserie, die mit derjenigen des Permo-Karbons sehr grosse Ähnlichkeit aufweist, beobachtete. Seine Vermutungen haben sich im Laufe der neueren Untersuchungen bestätigt. Da die beiden Sedimentserien vor allem im Metamorphosegrad stark voneinander abweichen, hat sich eine Trennung in eine nördliche und eine südliche Permo-Karbonserie als günstig erwiesen. Der nördliche, epimetamorphe

Zweig wird im folgenden als Zone von Fiesch, der südliche, epi- bis mesometamorphe Teil als Zone von Mühlebach bezeichnet. Die trennenden Gesteine, bestehend aus Altkristallin des Gotthardmassivs, werden später als westlicher Teil des Gomser Zwischenmassivs beschrieben.

b) Die Gesteine der Zone von Fiesch

Über die Gesteinstypen innerhalb der Zone von Fiesch findet sich bei ZBINDEN (1950) eine sehr ausführliche Darstellung. Seine petrographische Einteilung und die Beschreibung der verschiedenen auftretenden Gesteine stimmen mit den eigenen Beobachtungen gut überein; wichtig sind vor allem die von ZBINDEN als solche erkannten Keratophyre, die zusammen mit ihren Tuffen als Bänke und Gerölle in den permo-karbonischen Sedimenten eingelagert sind. Etwas unsicher bleibt allerdings seine chemische Interpretation, vor allem die mit zu grosser Präzision angegebenen Werte der Integrieranalysen, sowie die Schlussfolgerungen aus den graphischen Darstellungen (starke Streuung). Seine Physiographien der einzelnen Gesteinsvarietäten sollen hier nicht wiederholt werden; auch die Gültigkeit seiner Schlussfolgerungen in bezug auf Stratigraphie und Fazies bleibt voll bestätigt.

Für die Darstellung der permo-karbonischen Ablagerungen der Zone von Fiesch auf der Karte wurde die von P. MEIER (1947) und P. ZBINDEN (1950) geschaffene Einteilung in Phyllite, Psammite und Psephite beibehalten.

c) Die Gesteine der Zone von Mühlebach

Beim Aufnehmen der Detailprofile in den Quertälern des Ritzibaches, der Krimpe, des Spissbaches, Bettelbaches, Rüfibaches, Lauibaches und des unteren Rappentales trifft man auf der Höhe von ungefähr 1400 m immer wieder auf eine relativ schmale Zone (maximal 250 m mächtig) von hellgrünen, seidenglänzenden Sericit-Chlorit-Schiefern mit verschiedenen Einlagerungen, die zwischen den eigentlichen Para- und Orthogneisen des altkristallinen Anteils des Gotthardmassivs eingeklemmt sind. Nach eingehenden Untersuchungen konnten diese Gesteinsvarietäten als speziell ausgebildete, metamorphe Derivate der permo-karbonischen Ablagerungen sichergestellt werden. Es handelt sich dabei um folgende petrographische Typen:

I. Sericit-Chlorit-Schiefer

Diese Gesteine bilden den Hauptteil innerhalb der Zone von Mühlebach. Sie sind durch den ziemlich hohen Chloritgehalt intensiv grün,

oft fast violettgrün gefärbt. Bei geeigneter Beleuchtung fallen diese, infolge des Sericitgehaltes auf dem Hauptbruch seidenglänzenden Schiefer bis Phyllite schon aus grosser Entfernung auf.

Unter dem Mikroskop erkennt man folgenden Mineralbestand: Quarz (30 bis 40 % im Durchschnitt, in einigen Typen etwas spärlicher), meist kleine Körner in typischer Mosaikstruktur vereinigt, oft auch in Linsen zwischen dem Sericit-Chlorit-Gewebe liegend. Plagioklas tritt lange nicht so häufig auf wie der Quarz; er ist nur in einzelnen Schliffen vorhanden. Manchmal besitzt er die gleiche Korngrösse (0,1 mm) und -form wie der Quarz, oft bildet er auch kleine poikiloblastische, meist stark gedrehte Porphyroblasten. Es handelt sich immer um relativ frischen Albit. Ein weiterer heller Gemengteil, der in einzelnen Schliffen sehr häufig auftritt, ist der Calcit. Er bildet gerne einzelne Zeilen oder Lagen, fast ohne fremde Mineralien, und ist vorwiegend porphyroblastisch entwickelt.

Sericit und Chlorit sind die wichtigsten dunklen Gemengteile in diesen Schiefern; ihr Gesamtanteil beträgt zwischen 30 und 90 %. Sericit ist dabei meist vorwiegend, sehr feinschuppig, meist streng parallel der Schieferungsrichtung entwickelt. Der Chlorit bildet zusammen mit Sericit das filzige Grundgewebe, das den Schliff entweder gleichmässig durchzieht, nur manchmal von Albitporphyroblasten unterbrochen, oder es wird von Quarz und Karbonatlagen in einzelne Züge aufgespalten. Der Chlorit ist von gleicher Korngrösse wie der Sericit, schwach pleochroitisch mit anomalen Interferenzfarben. Biotit kommt nur in vereinzelten Varietäten vor, immer mit grünem Pleochroismus und oft als Querbiotit entwickelt.

Akzessorien sind sehr häufig: Epidot (meist neugebildet), Apatit und Erze (Pyrit und Hämatit) sind in jedem Schliff in wechselnder Menge anzutreffen, Zoisit und Turmalin sind etwas seltener.

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch, bei Auftreten der Albitneubildungen und von Calcit schwach porphyroblastisch, die Textur fast immer ausgezeichnet kristallisationsschieferig.

II. Chloritoidschiefer

Als linsige Einlagerungen (Ausdehnungen 5 cm bis mehrere dm in der Breite, einen bis mehrere Meter in der Länge) innerhalb der Sericit-Chlorit-Schiefer findet man vor allem im Gebiete zwischen Bettelbach und Lauibach Chloritoidschiefer. Die Chloritoid-Porphyroblasten sind schon von blossem Auge wahrnehmbar; einzelne Varietäten führen grosse, dafür wenige Individuen, andere Gesteinstypen weisen kleinere, dafür eine Menge dieser Porphyroblasten auf.

Mikroskopisch bietet sich folgendes Bild: Quarz, ähnlich ausgebildet wie im Typ I, 20—30 %. Albit in Porphyroblasten, in ungefähr der Hälfte der Schliffe anzutreffen, immer innerhalb des Sericit-Chlorit-Gewebes entwickelt. Calcit, in den meisten Schliffen vorhanden, oft bis zu 50 %, meist xenomorph, oft Porphyroblasten bildend.

Sericit und Chlorit, ähnlich den Gesteinen des Typs I ein filziges Grundgewebe bildend. Sericit fehlt in einem einzigen Schliff (ein sehr quarzreiches Gestein mit nur Chlorit als dunklem Gemengteil). Als Akzessorien trifft man vor allem

Erz (oft etwas limonitisiert), seltener Epidot; andere Mineralien sind sehr untergeordnet.

Der Chloritoid ist immer in Porphyroblasten entwickelt, oft zeigt er im Innern noch Pigmenteinschlüsse, die gedreht sein können. Verzwillingung ist bei jedem Individuum zu beobachten. Einschlüsse sind die Regel, in einzelnen Typen können sie aber fast fehlen.

Beim Bau des Stollens längs dem Rhonetal für das Kraftwerk Ernen wurden auch Chloritoidschiefer durchfahren. Auffallend war dabei ein sehr karbonatreicher Typ, wie er an der Oberfläche nur selten aufgeschlossen ist. Da es sich bei diesen Handstücken um frisches Material handelte, deren Chloritoide ausserdem sehr wenig Einschlüsse enthielten, wurde von Herrn Prof. J. JAKOB eine Chloritoidanalyse angefertigt, die hier bestens verdankt und wiedergegeben sei.

Chloritoid. Stollen Kraftwerk Ernen. Analytiker J. JAKOB.

	Gew. %	Mol. Z.	Atom Prop.	Val.	F		
SiO_2	26,42	439,9	440	1760	2,03	Si	2,03
Al_2O_3	35,20	345,3	691	2073	3,19	Al	1,97
							4,00
Fe_2O_3	16,80	105,2	210	630	0,97	Al	1,22
FeO	9,91	138,0	138	276	0,64	Fe‴	0,97
MnO	0,02	0,3				Fe″	0,64
MgO	2,09	51,8	52	104	0,24	Mg	0,24
CaO	1,90	47,4	47	94	0,22	Ca	0,22
Na_2O	1,65	26,6	53	53	0,24	Na	0,24
K_2O	0,02	0,2				R	3,53
H_2O	5,42	300,9	602				
TiO_2	0,68	10,6					
	100,11			4990			

Die Berechnung wurde nach SCHÜLLER (1954) durchgeführt.

$$F = \frac{23}{4{,}99} = 4{,}61 \text{ mal (Wert Spalte 3)} = \text{(Wert Spalte 5)}.\ 23 = 10\ 0\text{–Val.} + 3\ (OH)$$

Die Formel des Chloritoides von Ernen lautet nach dieser Berechnung:

$$(Fe''_{0.64}\, Mg_{0.24}\, Ca_{0.22}\, Na_{0.24})\,(Al_{1.22}\, Fe'''_{0.97})\,(Al_{1.97}\, Si_{2.03})\, O_{10}\,(OH)_3$$

Die Werte von Ti wurden vernachlässigt (nach MILNE, 1949, meist als Rutilnadeln eingeschlossen).

MILNE (1949) gibt eine Zusammenstellung von 20 Chloritoidanalysen. Der Vergleich mit dieser Zusammenstellung zeigt, dass der analysierte Chloritoid von Ernen einen etwas hohen Ca-Gehalt aufweist. Er fällt aber nicht so stark ins Gewicht, so dass es sich doch um einen gewöhnlichen Chloritoid handelt.

Die übrigen optischen Daten, die bestimmt wurden, sind folgende:

Nx 1,732, $2V + 68° \pm 2°$, X gelblichgrün, Y hellblau mit Stich ins grüne,

Z blassgelb. Diese Daten stimmen mit den Angaben von WINCHELL (1951) für einen gewöhnlichen Chloritoid gut überein.

Ein Vergleich mit den Chloritoidschiefern des östlichen Gotthardmassivs (P. NIGGLI, 1912, C. FRIEDLAENDER, 1929), die allerdings einem andern stratigraphischen Niveau entstammen, ergibt für die Chloritoid-Porphyroblasten eine sehr ähnliche Ausbildung, wie z. B. die Zwillingsbildung, die nie ganze Lamellen umfasst, sondern Verzahnungen aufweist, und das Querstehen in den Schiefern mit Quarzneubildung in den Hohlräumen auf beiden Seiten.

Die Struktur der Chloritoidschiefer ist porphyroblastisch mit grano- bis meist lepidoblastischem Grundgewebe; die Textur ist immer ausgezeichnet kristallisationsschieferig.

III. Karbonatreicher Epidot-Biotit-Gneis

In den beiden Seitentälern der Krimpe und des Rüfibaches ist zwischen den Sericit-Chlorit-Schiefern ein maximal 10 m breites Band eines relativ massigen Gneises von hellgraugrüner Farbe anstehend. Auffallend im Handstück sind vor allem die Biotitporphyroblasten auf dem Hauptbruch sowie die zonenweise angereicherten Calcit- und Epidotlagen.

Unter dem Mikroskop fällt vor allem der Plagioklasreichtum auf. Dieser fast reine Albit tritt sowohl in sehr kleinen xenomorphen Körnern, als auch in hypidiomorphen, verzwillingten, fast frischen Einsprenglingen auf. Der Volumenanteil des Albits beträgt zwischen 50 und 70 %. Als weitere helle Gemengteile findet man Quarz und Calcit. Der Quarz ist meist in kleinen Nestern oder zeilenweise angereichert; der Calcit bildet gerne hypidiomorphe Porphyroblasten.

Dunkle Gemengteile sind Biotit, mit anormalem olivgrünem Pleochroismus, den Schieferungsflächen mehr oder weniger parallel laufende Porphyroblasten bildend, und Epidot, relativ grosse idiomorphe Porphyroblasten (bis 0,5 mm). Der Epidot zeigt einen sehr geringen Pleochroismus von Nx farblos nach Nz hellgelbgrün. Als weiteres wichtiges Gemengteil trifft man Erz, meist statistisch über den Schliff verteilt, oft auch zu grösseren, verzahnten Körnern angereichert; es handelt sich grösstenteils um Hämatit.

Nebengemengteile sind Sericit, Klinozoisit und Chlorit, letzterer aus Biotit entstanden.

Die Struktur dieses Gneises entspricht ganz und gar nicht derjenigen eines sedimentären Gesteins, sie ist vielmehr sperrig-intersertal, jedoch nicht ausgesprochen ungleichkörnig. Die Textur ist massig bis schwach kristallisationsschieferig.

Der hohe Plagioklas- und Hämatitgehalt, zusammen mit der noch gut erhaltenen Eruptivgesteinsstruktur, deuten darauf hin, dass es sich ursprünglich wahrscheinlich um einen Keratophyr handelte. Damit wären Keratophyre nicht nur in den Konglomeratgneisen und als Linsen in der Permo-Karbon-Zone von Fiesch sichergestellt (ZBINDEN, 1950), sondern auch in dieser stärker metamorphen Zone zwischen dem westlichen Gomser-Zwischen-Massiv und dem eigentlichen Gotthardmassiv. Diese Vorkommen bedeuten ebenfalls eine grössere Analogie und Sicherstellung des Alters der Zone von Fiesch und von Mühlebach.

IV. Hornblende-Chlorit-Schiefer

Im Bettelbach und im Rüfibach findet sich ganz lokal ein Gestein (Mächtigkeit maximal 30 cm), das vor allem auf dem Hauptbruch lange Hornblendenadeln, die sich zu garbenähnlichen Gebilden vereinigen können, enthält. Dieses quantitativ stark zurücktretende Gestein gleicht mit Ausnahme der Hornblende durchaus den andern Sericit-Chlorit-Schiefern der Zone von Mühlebach. Die Hornblende tritt auch nicht besonders hervor, da die Grundmasse stark chloritisch und daher intensiv grün gefärbt ist.

Unter dem Mikroskop erkennt man als Grundmasse die gleichen Mineralien in ähnlicher Ausbildung, wie in den Sericit-Chlorit-Schiefern; neu kommt lediglich die Hornblende hinzu. Die Hornblende-Porphyroblasten sind praktisch einschlussfrei; es handelt sich um eine gemeine Hornblende mit Pleochroismus für X helles gelbgrün, Y hellgrün und Z blaugrün. Die Auslöschungsschiefe $c/Z = 17°$. Im allgemeinen sind die Porphyroblasten der Schieferungsrichtung parallel; manchmal können sie auch leicht quergestellt sein.

Die Struktur ist porphyroblastisch mit grano- bis lepidoblastischem Grundgewebe, die Textur ausgezeichnet kristallisationsschiefrig.

V. Sericit-Tonschiefer

Innerhalb der Sericit-Chlorit-Schiefer der Zone von Mühlebach trifft man in allen Seitentalprofilen an der südlichen Grenze gegen das Altkristallin des Gotthardmassivs eine sehr schmächtige (ca. 1—2 m breite) Zone eines schwarzen Sericitphyllites. Oft wechsellagert er auch in dünnen, 1—2 cm dicken Lagen mit dem normalen Sericit-Chlorit-Schiefer.

Unter dem Mikroskop trifft man die gleiche Mineralassoziation und die gleiche Struktur wie bei den normalen Sericit-Chlorit-Schiefern; es fehlt höchstens der Chlorit, der ganz vereinzelt durch Clintonit (ohne Pleochroismus, typische Interferenzfarbe) abgelöst wird; zusätzlich gegenüber dem Normaltypus ist dagegen reichlich Pigment vorhanden.

Aus der Lagerung an der Basis des ganzen Permo-Karbon-Komplexes kann man schliessen, dass es sich um metamorphes Karbon handelt. Ambühl (1930, p. 361) beschreibt aus der Gegend von Andermatt ganz ähnliche Gesteine, die er ebenfalls ins Karbon stellt.

3. Das Permo-Karbon in der Gegend von Ulrichen-Oberwald

Im obern Goms sind die Verhältnisse des Permo-Karbons wenigstens westlich vom Gerental ziemlich einfach gestaltet. Der westlichste Aufschluss befindet sich im Profil des Oberbaches bei Ulrichen (W. Staub in P. Niggli und W. Staub, 1914). Auf der Südseite des Goms sind die gleichen permo-karbonischen Gneise auch bei der Einmündung des

Aeginentals ins Rhonetal aufgeschlossen. Sie lassen sich gegen E bis zur Einmündung des Gerentals verfolgen; dort werden die permo-karbonischen Ablagerungen von den Gesteinsserien des östlichen Gomser Zwischenmassives abgelöst.

Die permo-karbonischen Gesteine der Gegend von Ulrichen und Oberwald sind makroskopisch ziemlich hell, leicht grün gefärbt durch einen geringen Chloritgehalt und enthalten auf dem Hauptbruch manchmal Biotit. Trotz der Verschieferung ist die ehemalige Sedimentstruktur noch gut erkennbar. Die Gesteine sind einheitlich als Psammitgneise mit etwas flaseriger bis schwach schiefriger Textur entwickelt; sie sind im grossen ganzen massig, jedoch oft tektonisch beansprucht.

Mikroskopisch handelt es sich um einen Arkosegneis mit granoblastischer Struktur und schwach kristallisationsschiefriger Textur. Der Anteil der hellen Gemengteile beträgt ungefähr 90 %, davon sind ungefähr ⅓ Quarz und ²/₃ Plagioklas mit einem An-Gehalt von ungefähr 10 %. Die Plagioklaszwillinge sind sehr ausgeprägt, die einzelnen Lamellen jedoch sehr gerne zerdrückt und verbogen. Im allgemeinen ist der Plagioklas frisch, doch lässt sich manchmal eine leichte Sericitisierung feststellen; Schachbrettalbit und Kalifeldspäte fehlen vollständig.

Als dunkle Gemengteile findet sich vor allem Chlorit und etwas Muskowit; Nebengemengteile sind Erz und Calcit in Adern.

Die Ausbildung der Gesteine ist sowohl auf der Süd- als auf der Nordseite des Rhonetales genau gleich.

4. Zusammenfassung

Die Ablagerungen des Permo-Karbons am nördlichen Rande des westlichen Gotthardmassivs treten nur östlich von Ulrichen und westlich von Niederwald auf, dazwischen liegen sie unter den Alluvionen des obern Rhonetales. Das westliche Vorkommen wird durch altkristalline Gesteine eines zwischengelagerten Massivteiles in zwei Serien, die mächtigere Zone von Fiesch und die südlicher gelegene, schmälere Zone von Mühlebach, aufgeteilt. Westlich Niederernen vereinigen sich die beiden Zonen wieder. Beide Zonen enthalten neben verschiedenen metamorphen Sedimenttypen auch Keratophyr-Vorkommen.

Die östlichen Permo-Karbon-Ablagerungen sind bedeutend monotoner entwickelt und bestehen fast ausschliesslich aus Arkosegneisen.

II. Kapitel

Das Mesozoikum der Urseren-Fiescher-Mulde

1. Übersicht

Die Fortsetzung der Urseren-Mulde in das Untersuchungsgebiet hinein wurde erstmals von P. Niggli und W. Staub (1914) eingehender

untersucht; ein weiteres Detailprofil aus der Gegend des Furkapasses stammt von BUXTORF (1912). Eine neuere Untersuchung, die vor allem das Permo-Karbon betrifft, stammt aus der weiter östlichen Gegend von Realp von E. ESCHER und H. JÄCKLI (1946). Die mesozoischen Sedimente, die vor allem am Längisgrat noch sehr schön aufgeschlossen sind, werden in dieser Arbeit lediglich vom petrographischen Gesichtspunkt aus behandelt; die stratigraphischen Verhältnisse sind daher nur in groben Zügen berücksichtigt.

2. Die Petrographie des Mesozoikums

Am Längisgrat wurde in diesem Sedimentationsraum folgendes Profil festgestellt (von N nach S):

1. Dunkelgrauer Kalk (nach FEHR (1923) als Malm bezeichnet), ziemlich feinkörnig, mit einzelnen Calcitadern, Mächtigkeit ungefähr 20 m.
2. Schwarze Tonschiefer (grösstenteils Lias), etwas Sericit- und Pyrit-haltig, oft mit Zwischenlagen von Quarz und Calcit, deren Breite zwischen 1 und 10 mm schwankt. Diese Tonschiefer nehmen den grössten Teil der mesozoischen Ablagerungen ein (Mächtigkeit ca. 250 m); sie werden aber immer wieder unterbrochen durch Einschaltungen von mehr kalkigem oder sandigem Material. Auch einzelne Sericitquarzite sind in dieser Schichtserie enthalten. Die Mächtigkeit dieser Einlagerungen übersteigt aber selten einige Meter.
3. Als Abschluss dieser Tonschieferserie findet man einen Chloritphyllit, der ein Äquivalent der Quartenschiefer darstellen dürfte. Schliesslich folgt
4. Rauhwacke, zusammen mit wenig Gips. Der Rauhwackenzug tritt morphologisch meist als Rippe hervor.

Am Längisbach, in der Nähe des Längiskellers (Landeskarte: Gand), ist das Profil etwas anders entwickelt (ebenfalls von N nach S):

1. Heller Marmor, ähnlich wie auf dem Grate selbst, Mächtigkeit maximal 20 m.
2. „Bündnerschiefer", Kalkschiefer mit vielen phyllitischen Zwischenlagen, die im Streichen oft auskeilen. Oft überwiegen Kalkschiefer, oft mehr sandige Varietäten. Auf diese ebenfalls ca. 250 m mächtige Serie folgt ein
3. Quarzit, als Hangendes der Rauhwacke (Mächtigkeit ca. 5 m), braun anwitternd und
4. Rauhwacke, ebenfalls wieder morphologisch als kleine Felsrippe hervortretend.

Die mesozoische Sedimentbedeckung wird gegen W zusehends schmäler; sie ist aber im Gebiete des Längis im Gegensatz zum Oberbach bei Ulrichen nicht verschuppt. Die letzten Reste des Urseren-Mesozoikums finden sich am Abhang östlich Obergesteln (Kalkbrüche) und wie bereits mehrfach erwähnt am Oberbach bei Ulrichen. Den Resultaten von W. STAUB und P. NIGGLI (1914) ist hier nichts Neues beizufügen.

Auf der Exkursion anlässlich der Tagung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1954, die von der petrographischen und der geologischen Sektion gemeinsam organisiert wurde, erörterte Prof. E. PARÉJAS an der Furkastrasse bei Tiefenbach innerhalb der Urseren-Mulde die Möglichkeit des Auftretens einer fast vollständigen Schichtserie von der Trias bis in die untere Kreide hinein (siehe auch W. BRÜCKNER und E. NIGGLI 1954). Die ganze Serie ist im Oberwallis aber schon ziemlich reduziert; es soll daher im Rahmen dieser Arbeit auf eine genaue Stratigraphie nicht eingegangen werden, bevor Ergebnisse aus günstigeren Gebieten vorliegen.

III. Kapitel

Die Gomser Zwischenmassive

1. Lage und Ausdehnung (vergl. auch Fig. 5)

Schon bei der Besprechung der permo-karbonischen Ablagerungen auf der Nordseite des Gotthardmassivs wurde auf kristalline Einschaltungen in der Gegend von Ernen und östlich des Gerentales aufmerksam gemacht. Da ein direkter Zusammenhang zwischen diesen beiden Altkristallinkomplexen zwar möglich, aber nicht sichergestellt ist, wurde eine Trennung in einen westlichen und einen östlichen Teil vorgezogen; die ganze Einschaltung wurde aus Analogiegründen zum Tavetscher Zwischenmassiv als Gomser Zwischenmassiv zusammengefasst.

Der westliche Teil des Gomser Zwischenmassivs erstreckt sich von Niederernen längs dem linken Rhoneufer bis in die Gegend von Blitzingen. Die mächtigste Ausdehnung liegt zwischen Ernen und Steinhaus; sie beträgt ungefähr 500—600 m.

Der östliche Teil des Gomser Zwischenmassivs tritt von E her in das Untersuchungsgebiet ein; er reicht bis zum Ausgang des Aeginentales. Am breitesten entwickelt und am besten aufgeschlossen ist das östliche Gomser Zwischenmassiv im Profil des vordersten Gerentales; die maximale Mächtigkeit beträgt in der Gegend des Faulhorns (westlich des Tälligrates) ungefähr 1000 m.

2. Das westliche Gomser Zwischenmassiv

Den wesentlichsten Anteil am Aufbau des westlichen Gomser Zwischenmassivs tragen die Paragneise, die eine ganz ähnliche Entwicklung

wie die nördliche Paragesteinszone des westlichen Gotthardmassivs aufweisen. Allerdings sind die Gesteine vor allem in der Gegend von Ernen und Mühlebach, speziell in der Nähe der Rhone, sehr stark diaphtoritisch; der Biotit ist weitgehend chloritisiert und durch die resultierende Grünfärbung ähneln diese Gneise sehr stark den Arkosegneisen des Permo-Karbons der Fiescher Zone.

Die wichtigsten Gesteinstypen des westlichen Gomser Zwischenmassivs sollen hier kurz charakterisiert werden; da sie aber in den Einzelheiten weitgehend mit den entsprechenden Varietäten des westlichen Gotthardmassivs übereinstimmen, soll die Beschreibung kurz gehalten werden.

Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneis

Vorkommen: Am Weg von Mühlebach ins Rappental, ca. 200 m oberhalb des Dorfes; am Ausgang der Rüfibachrunse; am Ausgange des Bettelbaches, der Krimpe, ca. 150 m vor deren Einmündung in die Rhone.

Dieses relativ massige Gestein entspricht weitgehend den Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneisen im Kern des westlichen Gotthardmassivs, und zwar vor allem den Strukturtypen Ib und Ic. Z. T. sind die Vorkommen stark tektonisch beansprucht, meist aber bilden sie massige, bis maximal 30 m mächtige Bänke, die morphologisch oft als Wasserfälle hervortreten.

Biotit-Plagioklas-Gneise

Sie bilden den Hauptteil des Aufbaues des westlichen Gomser Zwischenmassivs und sind in allen Profilen zwischen Ernen und Blitzingen auf der linken Seite der Rhone aufgeschlossen.

In Struktur, Textur und Mineralbestand entsprechen sie vollständig den Biotit-Plagioklas-Gneisen der nördlichen Paragneiszone des westlichen Gotthardmassivs. Speziell an der Grenze gegen das Permo-Karbon zeigen sie aber diaphtoritische Erscheinungen, die sich in der Chloritisierung des Biotites und einer verstärkten Sericitisierung des Plagioklases (Oligoklas-Albit) bemerkbar macht. Der Biotit zeigt aber sonst den normalen rotbraunen Pleochroismus, der ihn von den olivgrünen Biotiten der permo-karbonischen Sedimente eindeutig unterscheidet (siehe auch Zbinden, 1950, p. 282).

Sericit-Quarzite

Als vereinzelte Einlagerungen in den Biotit-Plagioklas-Gneisen finden sich schmale Bändchen eines Sericitquarzites, wieder ganz ähnlich den Einschaltungen in der nördlichen Paragneiszone des westlichen Gotthardmassivs. Makroskopisch und mikroskopisch sind sie von den entsprechenden Einlagerungen jener Zone nicht zu unterscheiden.

Mischgneise

Die Mischgneise sind vor allem an der Grenze zwischen Ortho- und Paragneisen anzutreffen, auch ihre Ausbildung entspricht durchaus dem Bild, das aus dem westlichen Gotthardmassiv selbst bekannt ist.

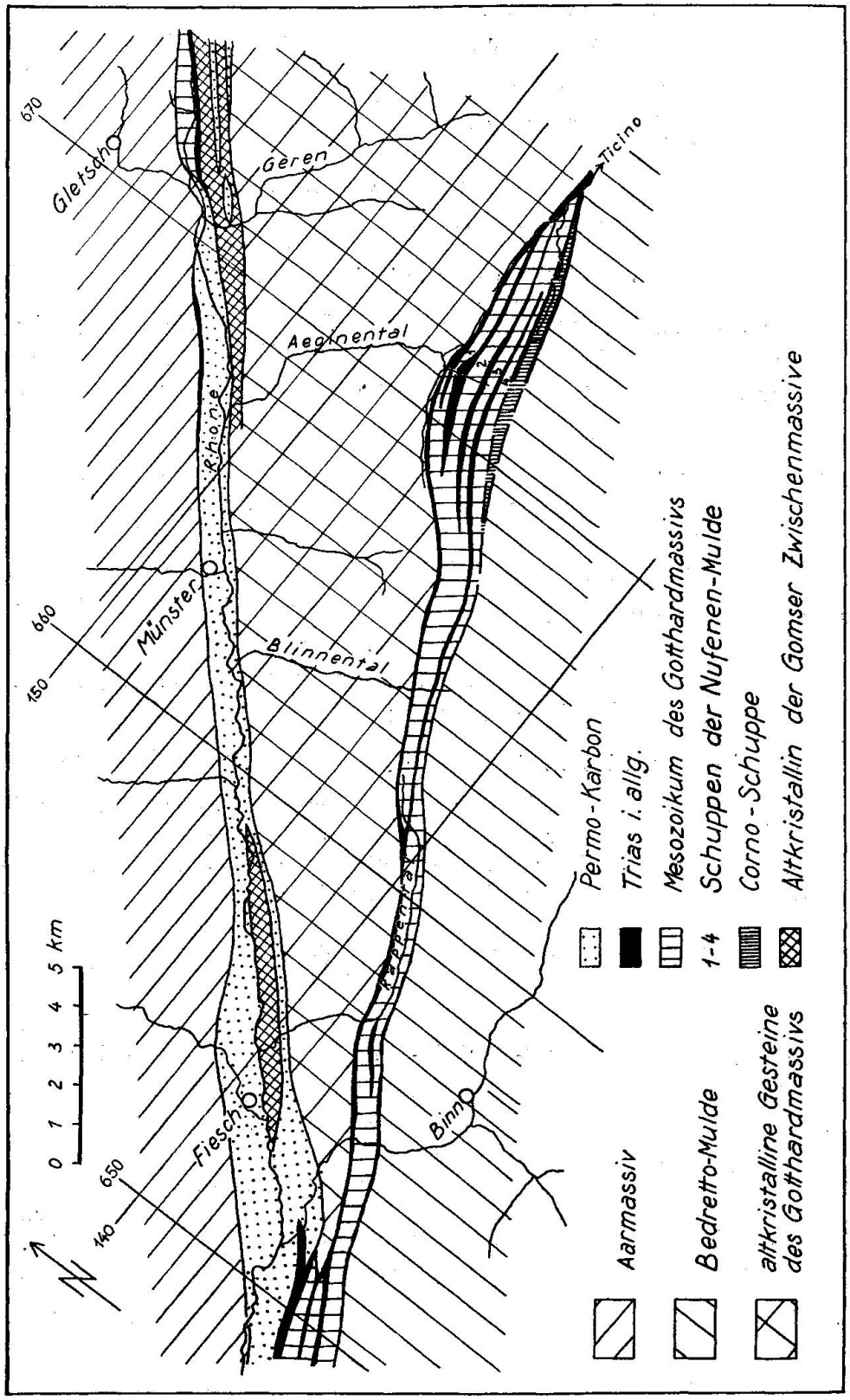


Fig. 5. Tektonische Übersicht der Sedimenthüllen des westlichen Gotthardmassivs, 1 : 200 000.

Trotzdem die meisten Aufschlüsse — der grösste Teil des westlichen Gomser Zwischenmassivs liegt unter dem Schutt der Moränen — nicht sehr gut sind und ausserdem eine starke tektonische Beanspruchung aufweisen, lassen sich also sehr viele Gesteinstypen des Altkristallins des eigentlichen Gotthardmassivs wieder nachweisen und ihre grosse Ähnlichkeit lässt eine Verwandtschaft des Zwischenmassivs mit dem Gotthardmassiv als zweifellos erscheinen.

3. Das östliche Gomser Zwischenmassiv

Das beste Profil durch das östliche Gomser Zwischenmassiv ist längs der neuen Strasse von Unterwassern nach Gerendorf aufgeschlossen. Auf der Karte von Fehr (1923) ist diese Zone als „Paragneise des äusseren Kontakthofes" bezeichnet, der nördlichste Teil als „titanitreiche Zone bei Unterwassern". Gegen den Längis zu stehen nach Fehr zwischen dem Mesozoikum der Urseren-Fiescher-Mulde und den Paragneisen des Gotthardmassivs chlorit- und zoisitreiche Gneise und Schiefer des Verrucano an. Die neueren Untersuchungen erfordern aus verschiedenen Gründen eine andere Interpretation, nämlich die Annahme eines zwischengeschalteten Altkristallinkomplexes.

Das Profil an der Strasse von Unterwassern nach Gerendorf enthält von N nach S folgende Gesteinszonen:

1. Epidot- und titanitreicher Biotit-Plagioklas-Gneis

Es handelt sich um einen leicht porphyrischen Gneis, der ziemlich epidot- und titanitreich ist. Infolge der Chloritisierung des Biotites erscheint das Gestein von grünlicher Färbung. Dieser Gneis entspricht der „titanitreichen Zone von Unterwassern" von Fehr (1923); sein Habitus weist aber mit den permo-karbonischen Ablagerungen des östlichen Untersuchungsgebietes gar keine Ähnlichkeit auf. Der Gneis enthält auch saure Einlagerungen (Aplite), die ebenfalls längs der Strasse aufgeschlossen sind. Die Mächtigkeit dieses Gesteins beträgt längs der Strasse ca. 150 m.

2. Psammite und Chlorit-Sericit-Phyllite des Permo-Karbons

Schon innerhalb des Biotit-Plagioklas-Gneises trifft man gegen den Südrand hin einzelne Linsen eines hellen, sericitreichen Gneises, der ganz den Habitus der Arkosegneise des Permo-Karbons der Gegend von Ulrichen–Oberwald beidseits der Rhone aufweist. Die gleichen Gesteine lösen dann den epidot- und titanitreichen Biotit-Plagioklas-Gneis gegen S hin ab; sie enthalten oft Einlagerungen von Chlorit-Sericit-Phylliten und Quarzgängen sowie vereinzelt Psephite. Die ganze Mächtigkeit dieser Permo-Karbon-Serie beträgt zwischen 80—100 m.

3. Altkristallinserie des östlichen Gomser Zwischenmassivs

Auf das Permo-Karbon folgt eine ganze Reihe von Gneisen, die eine grosse Ähnlichkeit mit Gesteinen des Altkristallins des Gotthardmassivs aufweisen.

Die ganze Serie enthält als Grundkomponente einen Biotit-Plagioklas-Gneis, der ähnlich ausgebildet ist wie der entsprechende Typus in der nördlichen Paragneiszone des westlichen Gotthardmassivs. Dieser Gneis zeigt nun aber Injektionserscheinungen, die bis zur Bildung von eigentlichen Augengneisen führen können, eine Erscheinung, die im übrigen Untersuchungsgebiet nirgends gemacht werden konnte. Die Augen, die eine Grösse bis zu 3 cm erreichen können, bestehen aus Na-K-Feldspäten, die an den Spaltrissen oft eine Verheilung durch Albitsubstanz aufweisen. Diese Biotit-Sericit-Gneise, z. T. mit Na-K-Feldspatgehalt, bilden einen Mischgneiskomplex, der im übrigen westlichen Gotthardmassiv kein Äqui-

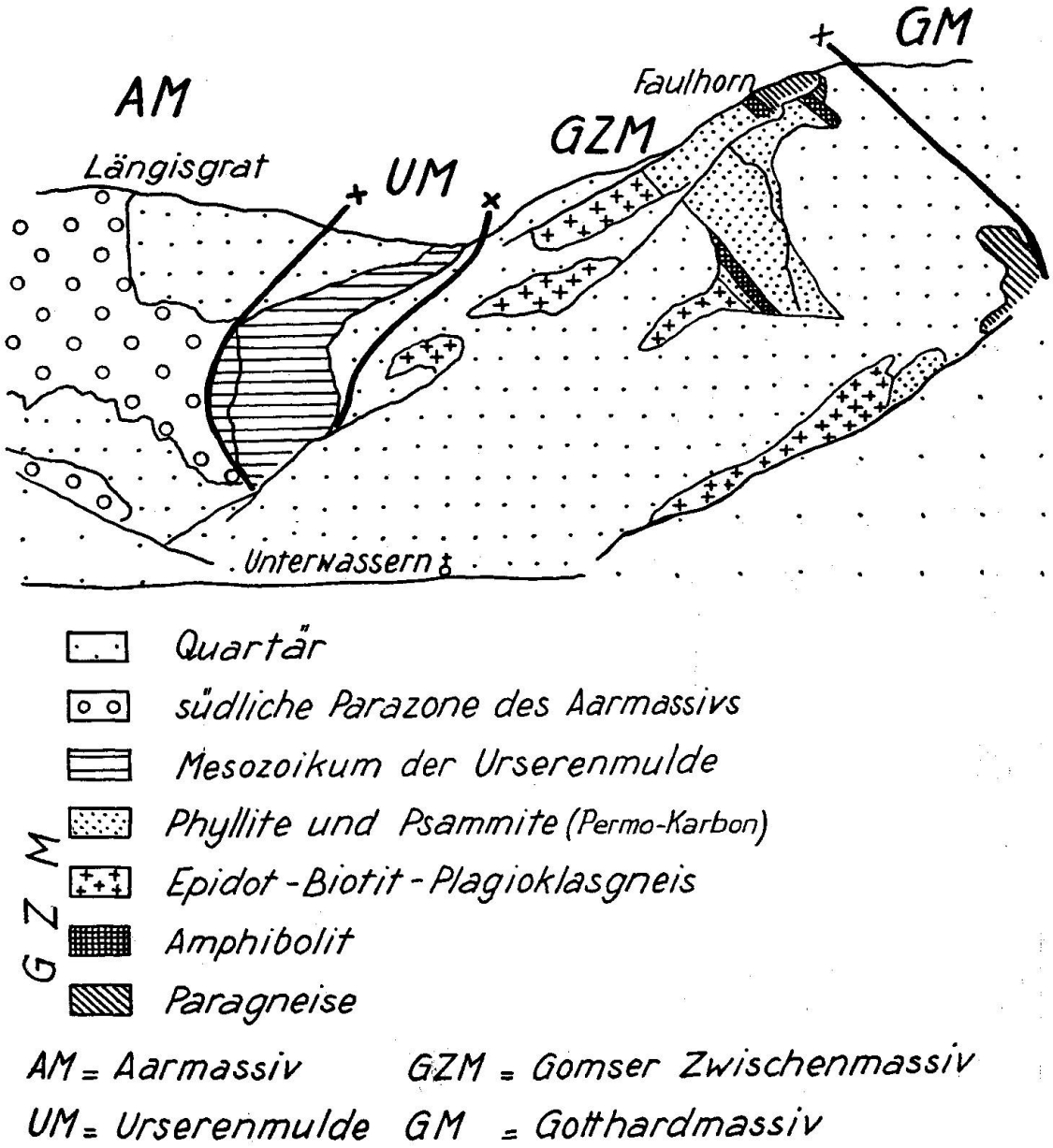
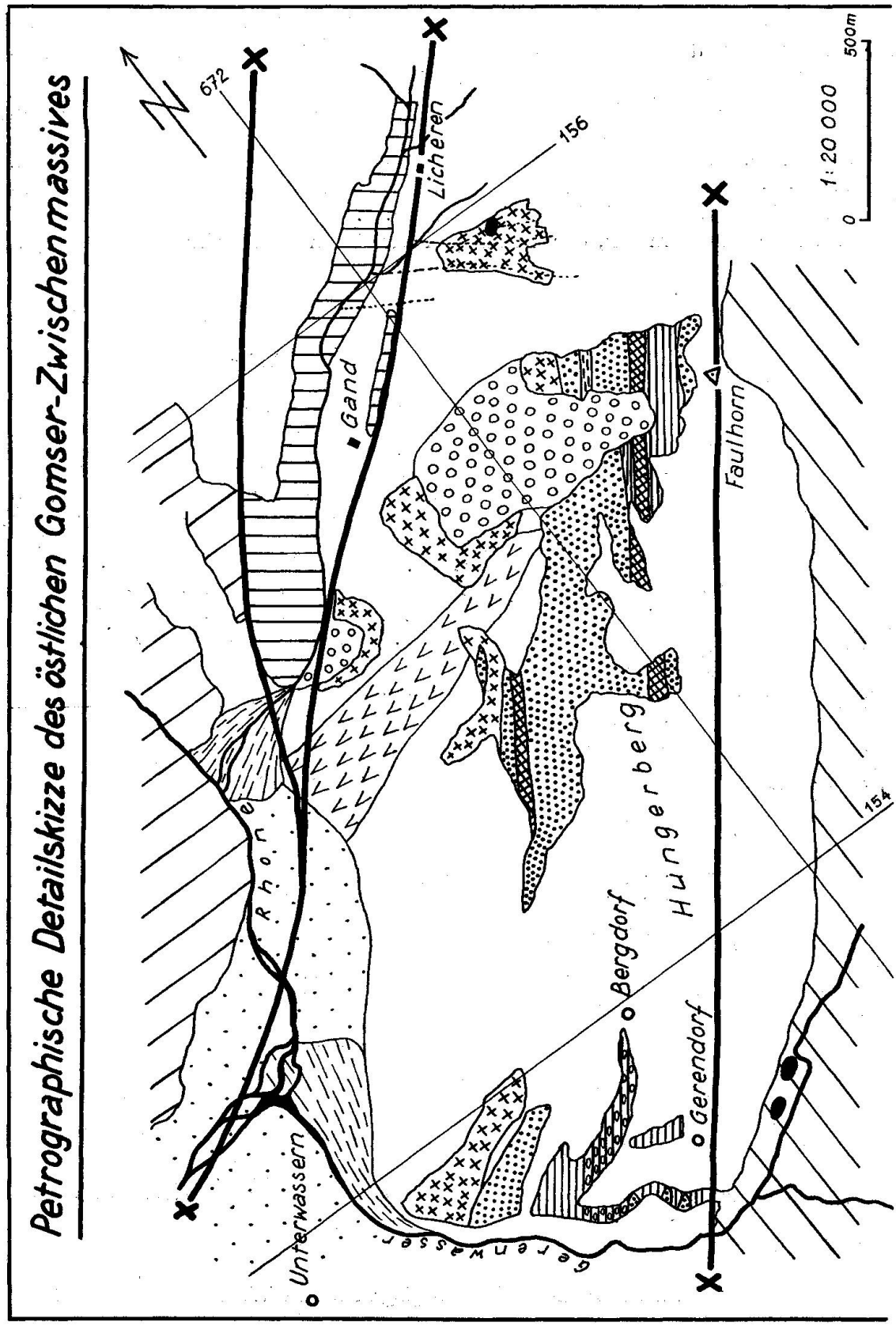


Fig. 6. Ansicht des Längisgrates von Westen.


Petrographische Detailskizze des östlichen Gomser-Zwischenmassives
N
672
Licheren
156
Gand
Rhone
Unterwassern
Gerenwasser
Bergdorf
Gerendorf
Hungerberg
Faulhorn
154
1:20 000
0
500m

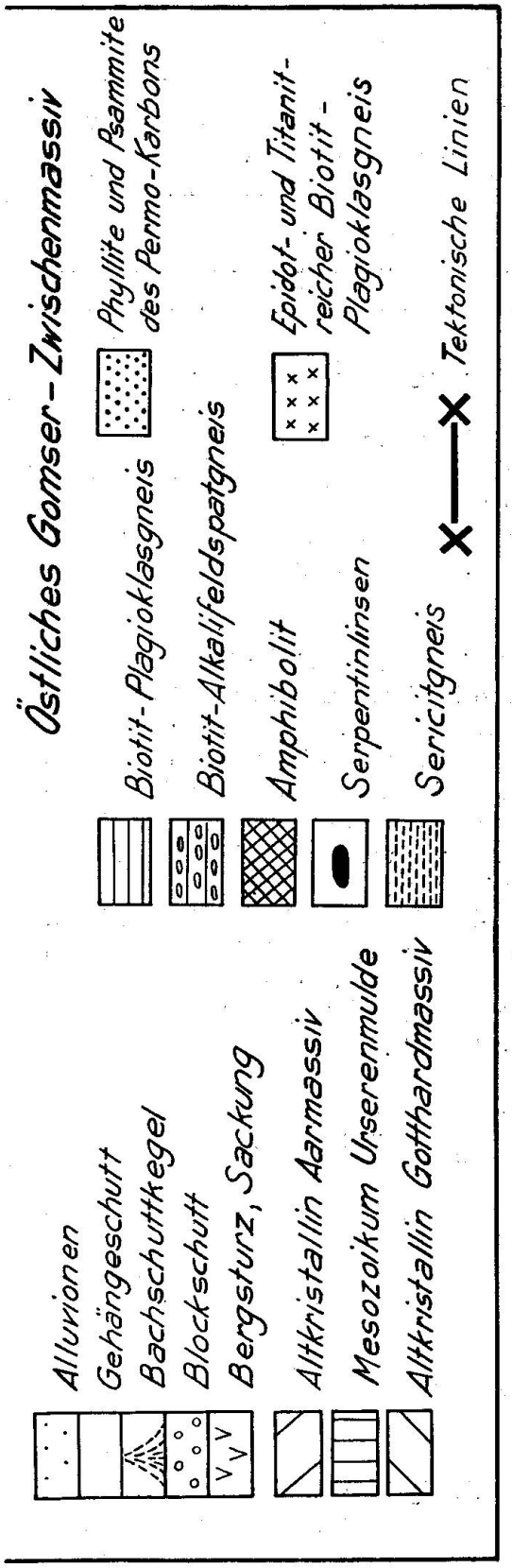


Fig. 7.

valent besitzt. Innerhalb der Serie, die eine Mächtigkeit von ca. 300 m aufweist, finden sich noch mehrere Linsen von permo-karbonischen Psammit- und Psephitgneisen, die aber auf tektonischem Wege in den Mischgneiskomplex geraten sein müssen. Die Mischgneisserie keilt gegen E, im Gegensatz zu den andern beschriebenen Gesteinstypen, aus. Südlich wird die ganze Schichtserie von diaphtoritischen Biotitschiefern der nördlichen Paragneiszone, die Einlagerungen von Serpentinlinsen aufweisen, abgelöst. Es fehlt also eine sichere Trennung des östlichen Gomser Zwischenmassivs vom westlichen Gotthardmassiv in Form von Trias oder Permo-Karbon.

Verfolgt man den ganzen Gesteinskomplex gegen den Längisgrat zu, stösst man auf der neuangelegten Strasse auf die Längisalp zuerst wieder auf permo-karbonische Ablagerungen, die aber bald von einem ca. 50—60 m mächtigen, feinkörnigen Amphibolit abgelöst wird. Dieser Amphibolit lässt sich auf mehrere hundert Meter verfolgen. Nach einer erneuten Permo-Karbonserie (ca. 30 m mächtig) stösst man wieder auf den zuerst beschriebenen epidot- und titanitreichen Biotit-Plagioklas-Gneis (vergleiche auch Fig. 6).

Die Detailskizze (Fig. 7) zeigt ferner, dass der epidot- und titanitreiche Biotit-Plagioklas-Gneis und die permo-karbonischen Ablagerungen über die Grenze des Untersuchungsgebietes hinausreichen. Etwa 200 m südlich des Alpstafels Licheren findet man inmitten des

Gneiskomplexes einen Serpentinstock, der aber keine Kontakterscheinungen, sondern lediglich eine Verschieferung der Hülle aufweist. Am Abbruch des Faulhorns (vom Talgrund aus ausgezeichnet sichtbar) finden sich ferner nochmals Einlagerungen innerhalb des Permo-Karbons in Form von Sericitgneisen, Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen vom Habitus der nördlichen Paragesteinszone des Gotthardmassivs.

Vor einer eigentlichen Interpretation dieser stark verschuppten Zone sollen die einzelnen Gesteinstypen noch etwas detaillierter beschrieben werden.

a) Der epidot- und titanitreiche Biotit-Plagioklas-Gneis

Das Vorkommen dieses Gneises erstreckt sich von wenig westlich des Gerentales über die Gebietsgrenze hinaus nach E, er ist auch am Grat zwischen Tällistock und Längis noch anstehend. Im N grenzt er, allerdings ohne aufgeschlossenen Kontakt, unmittelbar an die Rauhwacke der Urseren-Mulde, im S wird der Gneis von Ablagerungen des Permo-Karbons begrenzt. Das ganze Vorkommen ist ziemlich einheitlich, doch sind oft schlierige Übergänge von Partien mit mehr dunklen Gemengteilen zu helleren, massigeren Varietäten zu beobachten. Der Schieferungsgrad schwankt ziemlich stark; eine Gesetzmässigkeit lässt sich nicht feststellen.

Der ganze Komplex enthält mannigfache Einlagerungen, sowohl eruptiver als auch sedimentärer Natur. Die eruptiven Einlagerungen bestehen vor allem aus Apliten, die sich z. T. aufspalten und konkordant und diskordant den Gneis durchziehen. Die Beeinflussung des Nebengesteins ist allerdings minim. Die Serpentinlinse in der Nähe des Alpstafels Licheren und die ausgequetschten Linsen der permo-karbonischen Psammitgneise zeigen dagegen nur tektonische Kontakte; irgendwelche allmähliche Übergänge wurden nirgends festgestellt.

Zur bessern Erfassung wurde der Biotit-Plagioklas-Gneis von Herrn Prof. J. Jakob analysiert, wofür ihm auch hier bestens gedankt sei. Das analysierte Gestein stammt aus dem Zentrum des Komplexes aus der Gegend von Gand (Längiskeller) (Koord. 671,8/155,3) und enthält 48 % fast reinen Albit, 22 % Quarz, 19,5 % Biotit, 4 % Chlorit und 6,5 % Epidot + Titanit.

SiO_2	58,65	si	202	k	0,31
Al_2O_3	16,54			mg	0,50
Fe_2O_3	2,30	al	33,5		
FeO	3,29	fm	31		
MnO	0,03	c	10,5	Q	37,3
MgO	3,05	alk	25	L	48,3
CaO	2,75			M	14,4
Na_2O	5,17	ti	2,5		
K_2O	3,53	p	0,5		
H_2O+	3,40	h	40		
H_2O-	0,12				
TiO_2	0,96				
P_2O_5	0,35				
	100,14				

Analytiker J. Jakob

Sofern der epidot- und titanitreiche Biotit-Plagioklas-Gneis als Eruptivgestein betrachtet wird, gehört er dem melaquarzdioritischen Magmentyp an.

Es wurde versucht, diese Analyse im Q-L-M-Dreieck und im al-alk/c-Diagramm den zahlreichen Permo-Karbon-Analysen von J. Jakob (1919) gegenüber zu stellen. Es ergab sich aber keine eindeutige Abgrenzung, da das Feld der permo-karbonischen Ablagerungen eine sehr grosse Ausdehnung besitzt, entsprechend der vielgestaltigen Ausbildung als Arkosen, tonigen Sandsteinen, sandigen Tonen, die in sich erst noch karbonatreich oder durch Keratophyrkomponenten verunreinigt sein können. Die Analyse des Gneises vom Längis bewegt sich zwar immer am Rande des Permo-Karbon-Feldes; die Differenz für eine eindeutige Abtrennung erwies sich aber zu klein, so dass hier auf die Publikation der graphischen Darstellungen verzichtet wird.

Einen bedeutend grösseren Unterschied gegenüber den permo-karbonischen Sedimenten zeigt dagegen die mikroskopische Untersuchung:

Die Struktur ist porphyroblastisch mit grano- bis lepidoblastischem Grundgewebe. Die Textur ist bei leichter Schieferung meist noch ziemlich massig.

Die Porphyroblasten werden durch Feldspäte (Oligoklas-Albit) gebildet, die fast immer idiomorph entwickelt sind. Die meisten Plagioklase sind frisch; längs einzelner Zonen können sie aber fast vollständig sericitisiert sein. Eine ausgeprägte Zwillingsbildung ist bei fast allen Individuen zu beobachten. Schachbrettalbite sind in einzelnen Varietäten ziemlich oft anzutreffen, doch konnten keine Na-K-Feldspäte mehr nachgewiesen werden. Der Quarz ist viel kleiner und vollständig xenomorph entwickelt; er bildet in einzelnen Linsen, die oft langgestreckt sind, Mosaikgefüge. Der Biotit liegt in kleinen und mittelgrossen Blättchen in Flasern um den Feldspat herum und ist fast immer mit Chlorit verwachsen. Sein Pleochroismus ist für X hellgelb, für Z dunkelolivbraun. Als wichtige Nebengemengteile treten Sericit (als Zersetzungsprodukt der Plagioklase), Epidot (kleine Körner, die oft feine Äderchen bilden) und Titanit (in fast frischen, vollständig idiomorphen Körnern) auf.

Der ganze Habitus dieses Gneises zeigt viel mehr Anklänge an eine Eruptivgesteinsstruktur als an diejenige eines Sedimentes. Berücksichtigt man noch die eingelagerten Aplite, die sich im Nebengestein verzweigen ohne eigentlichen injizierenden Charakter zu tragen, so liegt eine Deutung des epidot- und titanitreichen Biotit-Plagioklas-Gneises als metamorpher Quarzdiorit oder eines damit verwandten Mischgesteins sehr nahe.

Mit dem möglicherweise gleichaltrigen Sedelhorn-Diorit weist der Gneis aus der Gegend des Längis nur eine ganz entfernte Ähnlichkeit auf, noch eher liesse er sich mit dem Bugnei-Granodiorit vergleichen. Dabei ist natürlich zu berücksichtigen, dass der Biotit-Plagioklas-Gneis vom Längis nicht en bloc innerhalb anderer massiger Gesteine nach N geschoben wurde, sondern in einer intensiv beanspruchten, tektonischen Verschuppungszone liegt.

b) Die Aplite

Innerhalb des epidot- und titanitreichen Biotit-Plagioklas-Gneises finden sich relativ häufig Aplitgänge, deren Mächtigkeit einige dm meist nicht überschreitet und maximal 5 m beträgt. Sie bestehen zu 30 % aus Quarz, feinkörnig, vollständig xenomorph, die Grundmasse bildend und zu 60 % aus Oligoklas-Albit, meist ver-

zwillingt und immer leicht sericitisiert. Z. T. bildet der Plagioklas porphyrische Einsprenglinge, z. T. mit Quarz zusammen die Grundmasse. Die Feldspäte sind sehr ähnlich dem Gneis selbst entwickelt. Daneben trifft man als untergeordnete Nebengemengteile: Sericit (-Muskowit), Biotit, Epidot und etwas Erz. Die Struktur ist porphyrisch mit gleichkörniger panxenomorpher Grundmasse; die Textur ist massig. Ein vereinzelter Pegmatit wurde westlich Gerendorf festgestellt.

c) Das Permo-Karbon

Das anschliessende Permo-Karbon zeigt sowohl makroskopisch als mikroskopisch gegenüber den mehr westlich gelegenen Vorkommen keine wesentlichen Unterschiede.

d) Die Mischgneiszone

Die Mischgneise, die zwischen den permo-karbonischen Ablagerungen und dem eigentlichen Gotthardmassiv liegen und in sich ebenfalls noch mehrere Linsen permo-karbonischen Alters einschliessen, bieten ebenfalls einen stark zerklüfteten und versackten Aspekt. Ihre Textur ist innerhalb einzelner Blöcke, die maximal 30 m mächtig sind, noch sehr massig, dazwischen findet man aber vollständig mylonitisierte Zonen, die äusserst leicht zerfallende Sericitphyllite enthalten (Mächtigkeit 3—5 m).

Als Grundtypus trifft man einen Biotit-Plagioklas-Gneis, ähnlich den Gneisen der nördlichen Paragneiszone des Gotthardmassivs. Struktur und Textur sowie der Mineralbestand sind sehr ähnlich, der Plagioklasgehalt meist sehr minim. In dieser Grundmasse findet man zuerst einzelne und in fortgeschrittenen Stadien immer häufiger und grössere fast idiomorphe Na-K-Feldspat-Einsprenglinge, die oft zerbrochen und mit Albitsubstanz wieder ausgeheilt sind. Bei dieser zunehmenden „Feldspatisierung" entsteht ein Augengneistypus, der aber mit den Zweiglimmer-Na-K-Feldspat-Gneisen des Typus Ib) gar keine Ähnlichkeit besitzt; die Augen (maximale Grösse bis 2 cm) sind idiomorpher ausgebildet und sitzen in einer bedeutend biotitreicheren Grundmasse drin. Es scheint, dass die Mischgneiszone einer tiefer gelegenen Gesteinsserie angehört und vielleicht mit der Orthogneisintrusion des Gotthardmassivs in Zusammenhang gebracht werden muss. Diese Region liegt im übrigen Untersuchungsgebiet sonst so tief, dass sie nirgends aufgeschlossen erscheint.

e) Die Paragneise

Die Paragneise (Biotit-Plagioklas-Gneise), die in einem höheren Niveau (am Westabhang des Faulhorns) aufgeschlossen sind, ähneln in Struktur, Textur und Mineralbestand viel stärker den entsprechenden Typen aus der nördlichen Paragneiszone des westlichen Gotthardmassivs.

f) Die Amphibolite

Amphibolite treten innerhalb des östlichen Gomser Zwischenmassivs in zwei Zügen mit einer maximalen Mächtigkeit von 60 m auf (vgl. auch Fig. 7). Beide Vorkommen bestehen aus extrem feinkörnigen Amphiboliten mit einer mittleren Korngrösse von 0,2—0,5 mm. Unter dem Mikroskop erkennt man:

Hornblende, ca. 50—60 %, X gelblich, Y olivgrün, Z blaugrün, c/Z = 12°. Sie ist sehr feinstengelig ausgebildet und liegt ungefähr parallel der Schieferungs-

richtung. Albit, ebenfalls sehr feinkörnig, in frischen, xenomorphen bis hypidiomorphen Körnern, ist manchmal in Adern angereichert, zusammen mit Epidot und Ilmenitkörnchen (mit Leukoxenrand). Als Nebengemengteile treten normalpleochroitischer Biotit, Epidot, feinverteiltes Erz und selten einige Quarzkörner auf. Die Struktur ist nematoblastisch, die Textur gut kristallisationsschieferig.

4. Schlussfolgerung

Die ganze Gesteinszone, in dieser Arbeit als östliches Gomser Zwischenmassiv bezeichnet, zeigt in allen Querschnitten Profile, die, verglichen mit dem Aufbau des übrigen untersuchten Gebietes, nicht als „normal" bezeichnet werden können. Zwischen die Rauhwacke der Urseren-Fiescher-Mulde und die eindeutigen Biotit-Plagioklas-Gneise der nördlichen Paragneiszone des westlichen Gotthardmassivs mit ihren Serpentineinlagerungen schalten sich in oft willkürlicher Reihenfolge einesteils altkristalline Gesteine verschiedener Herkunft und mannigfacher Zusammensetzung und andererseits epimetamorphe Arkosegneise des Permo-Karbons ein. Die ganze Region erweist sich als sehr stark verschuppt, so dass der ursprüngliche Bauplan weitgehend verloren ging. Trotz Fehlens von triasischen Ablagerungen im S dieses Gesteinskomplexes (die allein eine eindeutige Abtrennung sichern) rechtfertigt sich daher doch eine Abtrennung der ganzen Serie von den übrigen tektonischen Einheiten und ihre Zusammenfassung unter dem Namen „östliches Gomser Zwischenmassiv".

IV. Kapitel

Vergleich der Gesteinszonen des obern Rhonetales mit dem Vorderrheintal

Die nachfolgenden Vergleiche stützen sich in erster Linie auf die Dissertation von E. Niggli (1944).

Der Gesteinsinhalt der Gomser Zwischenmassive stimmt mit demjenigen des Tavetscher Zwischenmassivs weitgehend überein. Es fehlen zwar vor allem die Pegmatite und die Quarzporphyre (wie übrigens auch im eigentlichen Gotthardmassiv), ferner sind Serpentinlinsen aus dem Gomser Zwischenmassiv nur sehr spärlich bekannt. Entsprechend der kleineren Ausdehnung der Gomser Zwischenmassive ist auch die Variationsbreite der übrigen Gesteinstypen viel geringer. Beiden Zwischenmassiven gemeinsam ist aber das Auftreten von Mylonitzonen, die starke Zerklüftung und der starke Wechsel sowohl in der Gesteinsbeschaffenheit als auch innerhalb der einzelnen Gesteinsvarietäten.

Im Gegensatz zum E, wo sich das Tavetscher Zwischenmassiv meist gut vom Gotthardmassiv abtrennen lässt, stösst eine Trennung der Gomser Zwischenmassive — speziell des östlichen Teils — auf Schwierigkeiten. Umgekehrt ist im obern Rhonetal die Trennung Gomser Zwischenmassive – Aarmassiv leichter und eindeutiger durchzuführen als die entsprechende Trennung Aarmassiv – Tavetscher Zwischenmassiv im Vorderrheintal. Dies hat seinen Grund darin, dass die Urseren-Garvera-Mulde südlich des Zwischenmassivs, die Urseren-Fiescher-Mulde dagegen zur Hauptsache nördlich der Gomser Zwischenmassive durchstreicht. Da auch die Urseren-Fiescher-Mulde eine einfachere und meist bedeutend weniger mächtige Entwicklung als die Urseren-Garvera-Mulde aufweist, ist ihr Reichtum an Gesteinstypen lange nicht so gross wie derjenige im östlichen Äquivalent; das Bauprinzip aber bleibt ähnlich. Zu erwähnen sind auch hier das Fehlen der Quarzporphyre, die im östlichen Bereich des Gotthardmassivs eine weit wichtigere Rolle spielen als im westlichen Teil und die im untersuchten Gebiet nirgends eindeutig nachgewiesen werden konnten. Dafür sind aber aus der Permo-Karbonzone von Fiesch und Mühlebach ebenfalls Keratophyrvorkommen zu erwähnen.

Auf die grosstektonischen Zusammenhänge der Urseren-Fiescher-Mulde und der Gomser Zwischenmassive soll hier nicht näher eingegangen werden. Eine Deutung der Mulde als helvetische Wurzelzone, analog den Verhältnissen im Vorderrheintal, liegt nahe; Einzelheiten sind aber infolge der starken Ausquetschung und Verschuppung und dem dadurch bedingten Fehlen von Schichtgliedern (speziell des Mesozoikums) nur schwer und mit grosser Unsicherheit zu rekonstruieren.

ABSCHNITT D

Einige Bemerkungen zum Quartär

Mit dem Quartär und der Morphologie der Landschaft Goms beschäftigten sich schon verschiedene Autoren; es sei hier vor allem auf die Arbeiten von C. Biermann (1907), F. Machatschek und W. Staub (1927), A. Boegli (1941) und E. Gerber (1944) hingewiesen. Es liegt nicht im Rahmen dieser Arbeit, sich mit den speziellen Einzelheiten der erwähnten Publikationen kritisch auseinanderzusetzen (was zweifellos möglich wäre); einige allgemein gehaltene Bemerkungen mögen deshalb genügen.

Auf der beiliegenden Karte wurden als Quartär die Moränen des

Diluviums (ältere Moränen) und solche des rezenten Stadiums, Bergstürze und Sackungen, Blockschutt, Trocken- und Nassschuttkegel sowie die vereinzelt auftretenden Alluvialebenen ausgeschieden, und zwar zum grossen Teil auf Grund von Luftaufnahmen.

Ältere Moränen finden sich vor allem auf den Höhenniveaus von ca. 2400—2500 m (z. B. Ernergalen) und 2000 m (nach MACHATSCHEK ehemaliges präglaziales Talsystem) (z. B. Oberwaldner und Ulricher Blasen, Moosmatten) sowie auf der Terrassenbildung von Mühlebach, Ernen und Grengiols. Die rezenten Moränen liegen vor den heute noch meist vorhandenen, jedoch im raschen Rückzug begriffenen zahlreichen grösseren und kleineren Gletschern im südlichen Goms.

Der einzige grössere Bergsturz im untersuchten Gebiet liegt südlich von Münster, im Gebiete von Holzji, eine weitere versackte Masse bei Kitt im Aeginental. Dagegen sind Trocken- und Nassschuttkegel sowohl im Bereiche des Haupttals als auch der grösseren Seitentäler sehr häufig. Sie sind nicht allein durch die Tätigkeit des Wassers, sondern auch durch die Arbeit der Lawinen, die speziell in den grösseren Seitentälern (Gerental, Aeginental, Blinnental und Rappental) sehr häufig sind, entstanden. Blockschutt und Geröllhalden finden sich hauptsächlich in den höher gelegenen, mehr alpinen Charakter aufweisenden Teilen des Gebietes; grössere Ausdehnungen sind aber selten.

Karbildungen sind vor allem in den oberen Seitentälern nördlich des Ernergalens sehr schön zu beobachten; meist sind sie durch eine grössere Anzahl kleiner Seen ausgezeichnet.

Das ganze Gebiet des westlichen Gotthardmassivs wird von kleineren und grösseren Quertälern gegliedert, die ziemlich zahlreich sind und eine grosse Zahl von Profilen erlauben; Längstäler sind dagegen nur zwei vorhanden: das Längtal (Aeginental) und das hintere Rappental; beide laufen genau parallel der Grenze Altkristallin des Gotthardmassivs – Nufenen-Mulde. Von den Quertälern münden das Gerental, das Aeginental und das Blinnental ungefähr gleichsohlig zum Haupttal. Das Merezenbachtal, das Rappental und das Gonerlital besitzen einen Haupttalboden auf ungefähr 1800 m Höhe, während die übrigen, kleineren Seitentäler mehr oder weniger tief V-förmig in den Steilhang südlich des Rhonetals eingeschnitten sind. Alle Täler sind mehrfach gestuft. Grosse Schuttfächerbildungen, wie sie von der Nordseite des Goms (z. B. Münstigerfeld und Ritzingerfeld) bekannt sind, fehlen auf der Südseite vollständig.

Die Gipfelformen des Untersuchungsgebietes sind selten scharf ausgeprägt, sondern weisen meist gerundete Formen auf; ein eigentlicher

hochalpiner Charakter fehlt. Ausnahmen von dieser Regel bilden lediglich die Erhebungen im Bündnerschiefergebiet des Griesgebietes, die Berge zwischen dem hinteren Aeginental und dem hinteren Gerental sowie das Sedelhorn. Diese relativ runden Formen ermöglichten den Bewohnern des Goms eine ausgedehnte Alpnutzung auf der Südseite des Rottens, die sich hier bedeutend einträglicher gestaltet als im Bereich des Aarmassives.

Es sei noch kurz erwähnt, dass die höchste Erhebung des Untersuchungsgebietes, das Blinnenhorn (3374 m), im Bereiche der Bedretto-Mulde, also innerhalb der relativ leicht verwitterbaren Bündnerschiefer, liegt, während die bedeutend massigeren Gesteine, wie z. B. der Rotondo-Granit und der Streifengneis keine so hohen Erhebungen zu bilden vermögen.

Literaturverzeichnis

Ambühl, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, S. 265—441.

Amstutz, G. C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. Publ. Stiftung „Vulkaninst. I. Friedländer", Nr. 5, Guggenbühl und Huber, Zürich.

Bader, H. (1934): Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14, S. 319—441.

Bernoulli, W. (1942): Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. Ecl. geol. Helv., 35, S. 116—118.

Biermann, C. (1907): La vallée de Conches en Valais, Lausanne, 151 S.

Boegli, A. (1941): Morphologische Untersuchungen im Goms. Mitt. d. Nat. Ges. Freiburg (Schweiz), 11, S. 99—159.

Bosshard, L. (1925): Der Bau der Tessiner-Kulmination, Ecl. geol. Helv., 19, S. 504—521.

— (1929): Zur Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, S. 107—159.

Brückner, W. und Niggli, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld usw. Ecl. geol. Helv., 47, S. 383—401.

Burckhardt, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, S. 99—186.

Burri, C. und Niggli, P. (1954): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Publ. Stiftung „Vulkaninst. I. Friedländer", Nr. 3, Guggenbühl und Huber, Zürich.

Burri, C. (1950): Das Polarisationsmikroskop, 310 S. Birkhäuser, Basel.

Buxtorf, A. (1912): Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels, Ecl. geol. Helv., 12, S. 176—178.

Cadisch, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen, 480 S., Wepf, Basel.

Eichenberger, R. (1924): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Ecl. geol. Helv., 18, S. 451—483.

— (1924a): Über Faltung und Magmenintrusion im westlichen Gotthardmassiv. Ecl. geol. Helv., 18, S. 506—508.

ESCHER, E. und JÄCKLI, H. (1946): Zur Kenntnis des gotthardmassivischen Permo-Karbons der Urserenzone im Gebiet südwestlich Realp. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 26, 1—11.

FEHR, W. (1923): Petrographisch-geologische Untersuchungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Diss. Uni. Bern und Jahrb. d. Phil. Fak. II der Uni. Bern, III.

FISCHER, E. H. (1923): Petrogenetische Untersuchungen im westlichen Gotthardmassiv. Diss. Uni. Bern und Jahrb. d. Phil. Fak. II d. Uni. Bern, IV.

FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 27, S. 249—470.

FRIEDLAENDER, C. (1929): Der Chloritoid vom Crestliandertobel. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 9, S. 247—264.

GEBHART, K. (1949): Guspiszone und Gneise um Ritzberge und Distelsee. Unveröff. Diplomarbeit, depon. Min.-Petr. Inst. ETH, Zürich.

GERBER, E. K. (1944): Morphologische Untersuchungen im Rhonetal zwischen Oberwald und Martigny. Arbeiten aus dem Geogr. Inst. der ETH, Zürich, Nr. 1, 119 S.

GERLACH, H. (1883): Die penninischen Alpen. Beitr. z. geol. Karte Schweiz, 27.

GRETENER, P. (1949): Petrographische Untersuchungen im westlichen Gotthardmassiv zwischen Merezenbach- und Blinnental. Unveröff. Diplomarbeit, depon. Min. Petr. Inst. ETH, Zürich.

GRUBENMANN, U. (1919): Lamprophyrische Ganggesteine im zentralen Gotthardgranitgneis aus der Umgebung des St. Gotthardhospizes. Viertelj.-Schrift der Nat. Ges. Zürich, 64, S. 418—433.

HEIM, Alb. (1921): Geologie der Schweiz. 2 Bde., Leipzig.

HOENES, D. und MEHNERT, K.-R. (1949): in Führer zu petrographisch-geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 45 S.

HOLST PELLEKAAN, VAN W. (1913): Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich.

HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 23, S. 72—260.

— (1944): Fragmentarischer Beitrag zur geologischen Karte des südlichen Obergoms, mit Kartenskizze 1 : 25 000. Bericht an die Geol. Komm., unveröff.

HUNGER, J. P. (1950): Die Bündnerschiefer zwischen Campra und Camperio (Valle Sta. Maria). Unveröff. Diplomarbeit, depon. Min. Petr. Inst. ETH, Zürich.

HUTTENLOCHER, H. F. (1946): Konglomerate und konglomerat-ähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters (Wallis). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 26, S. 257—272.

JAKOB, J. (1919): Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss., Zürich.

KRIGE, L. J. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Ecl. geol. Helv., 14, S. 519—654.

MACHATSCHEK, F. und STAUB, W. (1927): Morphologische Untersuchungen im Wallis. Ecl. geol. Helv., 20, S. 335—379.

MEIER, P. (1947): Permo-Karbon und Trias aus Westende des Gotthardmassivs. Unveröff. Diplomarbeit, depon. Min. Petr. Inst. ETH, Zürich.

MEIER, P. und NABHOLZ, W. (1949): Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthardmassivs im Wallis. Ecl. geol. Helv., 42, S. 197—214.

MEIER, P. (1951): Erläuterungen zur petrographischen Skizze des Gebietes zwischen Rhonetal und Saflisch-Binntal (Wallis). Unveröff. Manuskript, depon. Min. Petr. Inst. ETH, Zürich.

MILNE, I. H. (1949): Chloritoid from Megantic County, Quebec. Am. Min., 34, S. 422—434.

NABHOLZ, W. (1948a): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. Ecl. geol Helv., 41, S. 245—268.

— (1948b): Notiz über das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. Verh. d. Schweiz. Nat. Ges., St. Gallen, S. 135—136.

NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 24, S. 58—301.

— (1947): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, S. 165—177.

NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer des nordöstlichen Gotthardmassivs. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., 36, S. 17—94.

NIGGLI, P. und STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., 45, S. 43—77.

NIGGLI, P. (1929): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 9, S. 160—187.

NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. der Schweiz. Geotechn. Serie, 14.

NIGGLI, P. (1942): Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 22, S. 1—84.

— (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. I, 540 S. Birkhäuser, Basel.

— (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 30, S. 500—538.

— (1952): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. II, 554 S., Birkhäuser, Basel.

PARKER, R. L. (1920): Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss., Zürich.

— (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Wepf, Basel.

ROETHLISBERGER, H. (1947): Profile durch das Gotthardmassiv zwischen Ulrichen und Griespass. Unveröff. Diplomarbeit., depon. Min. Petr. Inst. ETH, Zürich.

SCHMIDT, C. (1907): Über die Geologie des Simplongebietes. Ec. geol. Helv., 9, S. 484—584.

SCHMIDT, C. und PREISWERK, H. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe (Spez. Karte. Nr. 48) 1 : 50 000. 8 Tfn. (II—IX).

SCHNEIDER, A. (1912): Der Diallag-Peridotit und seine Umwandlungsprodukte auf Gigestaffel südlich Andermatt. Diss., Zürich.

SCHÜLLER, A. (1954): Die Eigenschaften der Minerale, II. Teil, Berlin, 602 S.

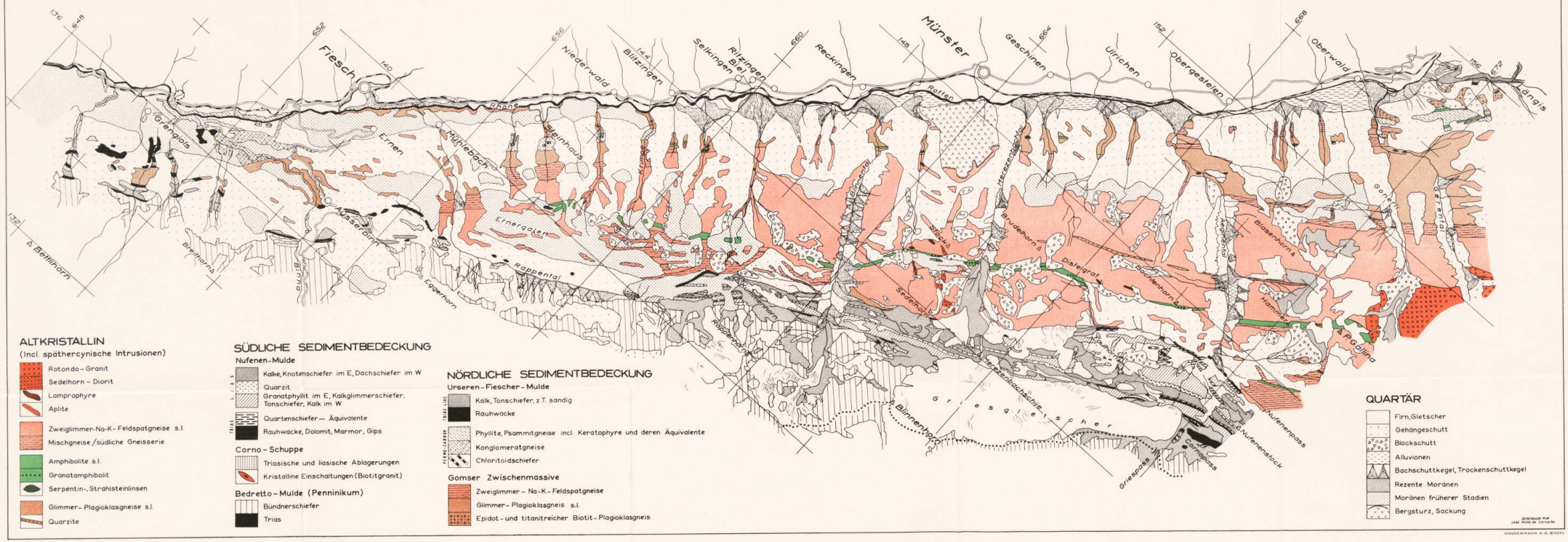
SONDER, R. A. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintursionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1, S. 323—391.

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE KARTENSKIZZE DES WESTLICHEN GOTTHARDMASSIVS
(SÜDLICHES GOMS)

aufgenommen in den Jahren 1949–1954 unter Benützung der unveröffentlichten Arbeiten von H. Huber, R. Arbenz, P. Meier, H. Roethlisberger, K. Gebhart, P. Gretener

von WALTER OBERHOLZER

Masstab 1:50 000
0 1 2 3 4 Km



ALTKRISTALLIN
(Incl. späthercynische Intrusionen)

- Rotondo-Granit
- Sedelhorn-Diorit
- Lamprophyre
- Aplite
- Zweiglimmer-Na-K-Feldspatgneise s.l.
- Mischgneise/südliche Gneisserie
- Amphibolite s.l.
- Granatamphibolit
- Serpentin-, Strahlsteinlinsen
- Glimmer-Plagioklasgneise s.l.
- Quarzite

SÜDLICHE SEDIMENTBEDECKUNG

Nufenen-Mulde

- LIAS: Kalke, Knotenschiefer im E, Dachschiefer im W
- Quarzit
- Granatphyllit im E, Kalkglimmerschiefer, Tonschiefer, Kalk im W
- TRIAS: Quartenschiefer — Äquivalente
- Rauhwacke, Dolomit, Marmor, Gips

Corno-Schuppe

- Triasische und liasische Ablagerungen
- Kristalline Einschaltungen (Biotitgranit)

Bedretto-Mulde (Penninikum)

- Bündnerschiefer
- Trias

NÖRDLICHE SEDIMENTBEDECKUNG

Urseren-Fiescher-Mulde

- TRIAS, LIAS: Kalk, Tonschiefer, z.T. sandig
- Rauhwacke
- PERM-KARBON: Phyllite, Psammitgneise incl. Keratophyre und deren Äquivalente
- Konglomeratgneise
- Chloritoidschiefer

Gomser Zwischenmassive

- Zweiglimmer-Na-K-Feldspatgneise
- Glimmer-Plagioklasgneis s.l.
- Epidot- und titanitreicher Biotit-Plagioklasgneis

QUARTÄR

- Firn, Gletscher
- Gehängeschutt
- Blockschutt
- Alluvionen
- Bachschuttkegel, Trockenschuttkegel
- Rezente Moränen
- Moränen früherer Stadien
- Bergsturz, Sackung

DESSINÉ PAR
José Hons de Carvalho

WASSERMANN A.-G. BASEL

Leere Seite
Blank page
Page vide

SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 12, S. 27—149.

STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. NF. 52.

— (1942): Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. Ecl. geol. Helv., 35, S. 112—115.

— (1947): Aktuelle Fragen im Grundgebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 28, S. 422 bis 442.

— (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. Tschudi, Glarus, 182 S.

STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 8, S. 87—239.

STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Bd. 1, Bern-Zürich.

STUTZ, A. (1940): Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 20, S. 117—246.

TRÖGER, E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, 147 S.

TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. Denkschr. d. Schweiz. Nat. Ges., Bd. 79, Abh. 1.

WAINDZIOK, P. (1906): Petrographische Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard. Diss., Zürich.

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

WINCHELL, A. (1951): Elements of optical mineralogy, Part. II, 4. ed. New York - London.

WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 10, S. 38—116.

ZBINDEN, P. (1946): Permotriadische Gesteine aus der Gegend von Fiesch (Wallis). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 26, S. 287—290.

— (1949): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 29, S. 222—356.

Karten

FEHR, W. (1926): Geologische Karte der Urserenzone, 3 : 10 000. Geolog. Spez. Karte Nr. 110.

GERLACH, H. (1869): Geologische Karte der Penninischen Alpen, 1 : 200 000. In: Neue Denkschriften, Bd. 23. Zürich.

GERLACH, H. u. a. (1885): Geolog. Karte der Schweiz 1 : 100 000, Blatt XVIII (Brig—Airolo). Geolog. Kommission.

Geotechnische Karte der Schweiz, 1 : 200 000, Blatt 4 (1938), Geotechnische Kommission.

HUBER, H. M. (1944): Geologische Karte des südlichen Goms. 1 : 25 000, unveröffentlicht.

MEIER, P. (1951): Petrographische Kartenskizze des Gebietes zwischen Rhonetal und Saflisch-Binntal (Wallis); unveröffentlicht.

PREISWERK, H. (1918): Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes, 1 : 50 000. Geol. Spez.-Karte, Nr. 81.

SCHMIDT, C. und PREISWERK, H. (1906): Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1 : 50 000. Geol. Spez.-Karte, Nr. 48.