

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse

publiés par la
Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Neue Folge, 138. Lieferung

Des ganzen Werkes 168. Lieferung

Andreas Arnold

Bern

**Die Gesteine der Region Nalps–Curnera
im nordöstlichen Gotthardmassiv,
ihre Metamorphose
und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse**

**(Petrographische Untersuchungen
im Bereich der Anlagen der Kraftwerke Vorderrhein)**

Mit 42 Textfiguren, 16 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

1970

In Kommission bei Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

Mit Subventionen der Schweizerischen Stiftung für Alpine Forschung,
der Kraftwerke Vorderrhein AG Baden, der Schweizerischen
Geotechnischen Kommission und des Naturhistorischen Museums Bern gedruckt.

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Februar 1969 reichte Herr Dr. A. Arnold das Manuskript seiner Dissertation «Die Gesteine der Region Nalps–Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse» der Geologischen Kommission ein mit der Bitte, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Die vorliegende Dissertation befasst sich mit der petrographischen Beschreibung eines Ausschnittes aus der nördlichen Gneiszone des östlichen Gotthardmassivs. Als Untersuchungsobjekte dienten dem Autor vor allem die durch die «Kraftwerke Vorderrhein AG» geschaffenen temporären Aufschlüsse im Gebiete südöstlich des Oberalppasses.

In einem besonderen Teil wird speziell auf die Kalksilikatfels-Einschlüsse, die in den Gneismassen mit vorwiegend vorherzynischer bis herzynischer Metamorphose stecken, eingegangen. Trotz starker metamorpher Überprägung gelingt der Nachweis, dass diese Einschlüsse sedimentogenen Ursprungs sind, dass es sich ursprünglich um carbonatreichere Sedimentlagen handelte und dass ihr Zonarbau auf selektiven Stofftransport während verschiedener Metamorphosen zurückzuführen ist.

Die Kartierungsunterlagen von Herrn Arnold werden für die Erstellung des geologischen Atlasblattes 1232 Oberalppass Verwendung finden. Da dieses Blatt kurz vor seiner Fertigstellung steht, kommt dieser Arbeit besondere Bedeutung zu, behandelt sie doch in monographischer Art einen wichtigen Teil dieses Kartenblattes.

In ihrer Sitzung vom 5. März 1969 hat die Geologische Kommission beschlossen, diese unter Leitung von Herrn Prof. Dr. E. Niggli am Berner Institut für Mineralogie und Petrographie entstandene Dissertation in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Nach Erledigung einiger redaktioneller Änderungen, die eine geringfügige Verzögerung bewirkten, konnte das Manuskript in Druck gegeben werden.

Der Autor wird an die hohen Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Januar 1970

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung meines sehr verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. E. Niggli, unternommen worden. In den Jahren 1960 bis 1965 nahm ich, dem Baufortschritt der Kraftwerke folgend, die nur zeitlich zugänglichen Neuaufschlüsse im Gebiet der mittleren Val Nalps und der mittleren Val Curnera südlich der Gemeinde Tavetsch im Bündner Oberland auf. Zusätzlich unternahm ich Detailkartierungen der Staumauerfundamente und der Stollen, die sich – teilweise ausserhalb des Arbeitsgebietes liegend – vom Oberalppass bis zum Lukmanierpass erstrecken. Das Arbeitsgebiet liegt zum grössten Teil im ehemaligen Dissertationsgebiet meines Lehrers.

Meinen grössten Dank darf ich meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. Niggli, aussprechen. Mit seiner reichen Erfahrung und seinen umfassenden Kenntnissen führte er mich in die Petrographie und in die Probleme des Arbeitsgebietes ein. Mir stets in der Wahl und Behandlung der Probleme grosszügige Freiheit gewährend, stand er mir mit Rat und Tat jederzeit zur Seite und begleitete mich auf vielen Feldbegehungen.

Herr Prof. Dr. Th. Hügi führte mich in die petrochemischen Analysenmethoden ein und unterstützte mit Interesse meine Arbeiten im geochemischen Labor und auf der Elektronenmikrosonde. Es sei ihm und seinen Mitarbeiterinnen im geochemischen Labor, Fräulein E. Hiltbrand und Fräulein L. Schopfer, mein herzlicher Dank zugesichert.

Frau Prof. Dr. E. Jäger nahm stets regen Anteil an meinen Problemen und stellte mir ihr Labor für Mineralaufbereitungen zur Verfügung. Sie führte verschiedene Altersbestimmungen an Glimmern meiner Gesteine durch. Ich danke ihr und ihren Mitarbeitern, Herrn Dr. H. M. Wüthrich und Herrn Bühlmann.

Herrn PD Dr. Tj. Peters danke ich für viele Diskussionen und Ratschläge. Meinen Kollegen, den Herren Dr. S. Graeser, Dr. T. P. Labhart, Dr. A. Steck, Dr. C. Niggli und M. Frey, danke ich für viele anregende Diskussionen.

Zu Dank verpflichtet für wertvolle Diskussionen und Ratschläge bin ich den Herren Prof. Dr. H. G. F. Winkler, Dr. E. Althaus und Dr. P. Metz von der Universität Göttingen.

Meinen Lehrern, den Herren Prof. Dr. A. Streckeisen, Prof. Dr. W. Nowacki, Prof. Dr. J. Cadisch, Prof. Dr. W. K. Nabholz, bin ich zu grossem Dank für die Einführung in die Petrographie, Kristallographie und Geologie verpflichtet.

Den Kraftwerken Vorderrhein AG, in deren Auftrag und mit deren finanzieller Unterstützung ich die Detailaufnahmen der Kraftwerkaufschlüsse durchführte, bin ich zu besonderem Dank verpflichtet. Ich danke besonders Herrn E. Weber, Geologe in Maienfeld, Herrn Oberingenieur L. Condrau in Disentis, Herrn Ing. B. Bretscher, Herrn Ing. H. Michel und Herrn Ing. H. Barghär. Mein Freund H. Renold und seine Familie in Ilanz haben mich in liebevoller Gastfreundschaft stets aufgenommen und mir manchen Feldkoller vertrieben. Ihnen sei ein besonders herzlicher Dank zugesichert.

Alle Dünnschliffe für diese Arbeit wurden von Herrn H. Huber gemacht, und Herr K. Küpfer stand mir durch manche Handreichung zur Seite. Ihnen sei mein herzlicher Dank ausgesprochen.

Bei der Durchsicht meiner Arbeit hat Fräulein B. Annen viel mitgeholfen, wofür ihr mein herzlicher Dank gebührt.

Dem Kanton Wallis, der mit zinslosen Darlehen und einem Stipendium meine Studien finanzieren half, sei mein Dank zugesichert.

Nicht zuletzt gilt aber mein tiefster Dank meinen lieben Eltern, die mir mein langes Studium gestattet haben und keine Mühe sparten, mir dabei zu helfen.

Für die grosszügigen Beiträge an die Drucklegung dieser Arbeit danke ich der Schweizerischen Stiftung für Alpine Forschung, der Kraftwerke Vorderrhein AG Baden, der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und dem Naturhistorischen Museum Bern.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	7. Alter, Genese und Metamorphosen der Paragneise	36
Vorwort des Verfassers	4	III. Die Glimmer-Plagioklasgneise vom Typus Piz Paradis (Paradis-Gneise)	38
Einleitung	7	IV. Die Streifengneise und Mischgneise	42
1. Geographische Lage des Arbeitsgebietes und Überblick über die Kraftwerke Vorderrhein	7	1. Die Streifengneise	42
2. Allgemeine Problemstellung	9	2. Die homogenen Mischgneise	43
Vorbemerkungen	10	3. Die Migmatitgneise	44
A. Geologische Übersicht	10	4. Die Augengneise	45
1. Die jungsedimentären Gesteine	10	4.1. Die Grobaugengneise des Typus Piz Gannaretsch	45
2. Das Altkristallin mit seinen jungherzynischen Intrusionen	10	4.2. Biotit-plagioklasreiche Augengneise	46
3. Die Metamorphose	12	5. Alter und Entstehung der Streifengneise und Mischgneise	47
B. Kriterien zur Alterseinordnung der vortriadischen Kristallingesteine und Mineralbildungen	12	V. Die vorherzynischen, teilweise syngenetischen Einschlüsse der Gneise	48
1. Magmatische Zyklen	13	1. Die Kalksilikatfels-Einschlüsse	49
2. Mineralfazies	14	2. Die Marmorlinsen	49
3. Gefügeelemente	14	3. Die Amphibolite	49
4. Isotopen-Altersbestimmungen	15	4. Die Ultrabasite	50
C. Zur Nomenklatur der Gesteine	16	4.1. Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle (ultrabasische Scholle)	50
D. Im Arbeitsgebiet neu gefundene Mineralien ..	16	4.2. Die Hornblendite	53
1. Anthophyllit	16	5. Die Diorite und Quarzdiorite	54
2. Cummingtonit	17	5.1. Hypersthenführende, körnige Quarzdiorite	54
3. Disthen	17	5.2. Biotit-Hornblendediorite (einheitlich graue Diorite)	57
4. Graphit	17	5.3. Migmatitische Quarzdiorite	59
5. Orthopyroxen	17	5.4. Alter und Genese der Diorite und Quarzdiorite	61
6. Uraninit	18	6. Die Quarzite	62
7. Axinit	18	VI. Pegmatite, pegmatoide Gesteine und Quarzgänge	62
8. Chabasit	18	1. Die Pegmatite und pegmatoiden Gesteine ..	62
9. Kainosit	18	2. Die Quarzgänge	63
E. Experimentelles	18	VII. Die intermediären Gänge	64
1. Chemische Analysen	18	1. Vorkommen und allgemeine Beschreibung	64
2. Analysen auf der Elektronenmikrosonde ..	19	2. Die Typen der intermediären Gänge	64
3. Zu den Isotopen-Altersbestimmungen	21	3. Alter und Entstehung der intermediären Gänge	66
I. Teil: Die Gesteine der Region Nalps-Curnera und ihre Metamorphose		VIII. Die Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen	66
I. Einleitung	21	1. Auftreten und makroskopische Beschreibung	66
Zur Aufteilung der Mineralbestände in Mineralgenerationen	22	2. Mikroskopische Beschreibung	67
II. Die Paragneise	24	3. Zur Entstehung der Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen	67
1. Einleitung	24	IX. Bemerkungen zur Tektonik im nordöstlichen Gotthardmassiv	68
2. Die Albit-Oligoklasgneise	24	A. Beobachtungen zur voralpinen Tektonik	68
3. Die Andesin-Labradorgneise	26	1. Einleitung	68
4. Die Sillimanitgneise (mit fibrolitischem Sillimanit)	28	2. Die voralpinen Gefügeelemente	68
5. Die hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse	30		
6. Die Disthen-Sillimanitgneise	33		

	Seite
B. Beobachtungen zur alpinen Tektonik	71
1. Einleitung	71
2. Die alpinen Gefügeelemente	71
3. Zur Überprägung des Altkristallins durch die alpine Tektonik	72
4. Zusammenfassung	74
C. Junge Bruchflächen (Lehmmylonite)	74
X. Die Metamorphosen und ihre Abfolge	75
A. Die vorherzynische (kaledonische) Metamor- phose	76
1. Beschreibung eines Komplexes mit vorher- zynischen Gesteinsrelikten	76
2. Die Abfolge der Mineralgenerationen	78
3. Zur granulitfaziellen Prägung vorherzyni- scher Gesteinsrelikte	84
4. Zusammenfassung	84
B. Die herzynische Metamorphose	85
C. Die alpine Metamorphose	86
 II. Teil: Die Kalksilikatfels-Einschlüsse	
I. Einleitung und Problemstellung	87
1. Definition der Kalksilikatfels-Einschlüsse .	87
2. Kurzer historischer Rückblick	87
3. Problemstellung	88
II. Geologisch-petrographische und mineralogische Beschreibung der Kalksilikatfels-Einschlüsse	89
A. Vorkommen und Verbreitung	89
1. Im Gotthardmassiv	89
2. Ausserhalb des Gotthardmassivs	89
B. Allgemeine geologische Beschreibung	90
1. Grösse und Form der Einschlüsse	90
2. Lage und Anordnung der Einschlüsse	91
3. Die Deformation der Einschlüsse	92

	Seite
C. Aufbau der Kalksilikatfels-Einschlüsse	93
D. Der Einschlusskern	93
1. Definition	93
2. Die Kerntypen	94
E. Die Randzone	100
1. Definition	100
2. Die ältere Randzone	100
3. Die jüngere Randzone	101
4. Abweichende Randzone	103
F. Die Mineralien der Kalksilikatfels-Einschlüsse	103
1. Die Mineralien der älteren Generation	104
2. In der älteren und jüngeren Generation auf- tretende Mineralien	108
3. Die Mineralien der jüngeren Generation ..	111
4. Die Nebengemengteile	112
G. Zonare Mineralverteilung und Chemismus ...	112
1. Einleitung	112
2. Die zonare Mineralverteilung	115
3. Der Chemismus	115
III. Entstehung und Metamorphose der Kalksilikat- fels-Einschlüsse	118
A. Primär sedimentäre Entstehung	118
B. Die Metamorphose der Kalksilikatfels-Ein- schlüsse	118
1. Einleitung	118
2. Die ältere herzynische bis vorherzynische Metamorphose	119
3. Die jüngere, endherzynische und alpine Metamorphose	121
4. Zur Bildung von Diopsid und Grossular in alpinen Zerrklüften	122
IV. Zusammenfassung des II. Teiles	123
Zusammenfassung	124
Literaturverzeichnis	126

Einleitung

1. Geographische Lage des Arbeitsgebietes und Überblick über die Kraftwerke Vorderrhein

Das dieser Arbeit zugrunde liegende Arbeitsgebiet befindet sich südlich des oberen Vorderrheintales auf Gebiet der Gemeinde Tavetsch im Bündner Oberland. Es umfasst den mittleren Teil der Val Nalps und der Val Curnera, beides südliche Seitentäler des Vorderrheins.

Anlass zu dieser Arbeit war der 1956 begonnene Bau der Kraftwerke Vorderrhein, welche die Wasserkraft des Vorderrheins und dessen seitlichen Zuflüssen zwischen Oberalppass und Tavanasa ausnützen. Einen Überblick über die Kraftwerkanlagen gibt Fig. 1. Das im Einzugsgebiet von ca. 320 km² gesammelte Wasser wird in zwei Stufen verarbeitet.

Die obere Stufe verwendet in der Kavernenzentrale Sedrun das in den Staubecken Nalps, Curnera und Sta. Maria gespeicherte und durch ein Stollensystem zugeführte Wasser, bei einem Gefälle von 600 m. Die untere Stufe nutzt in der Zentrale Tavanasa dasselbe Wasser, vermehrt durch jenes aus dem Vorderrhein und den tiefer gelegenen, südlichen Zuflüssen bei einem Gefälle von 480 m. Das Wasser

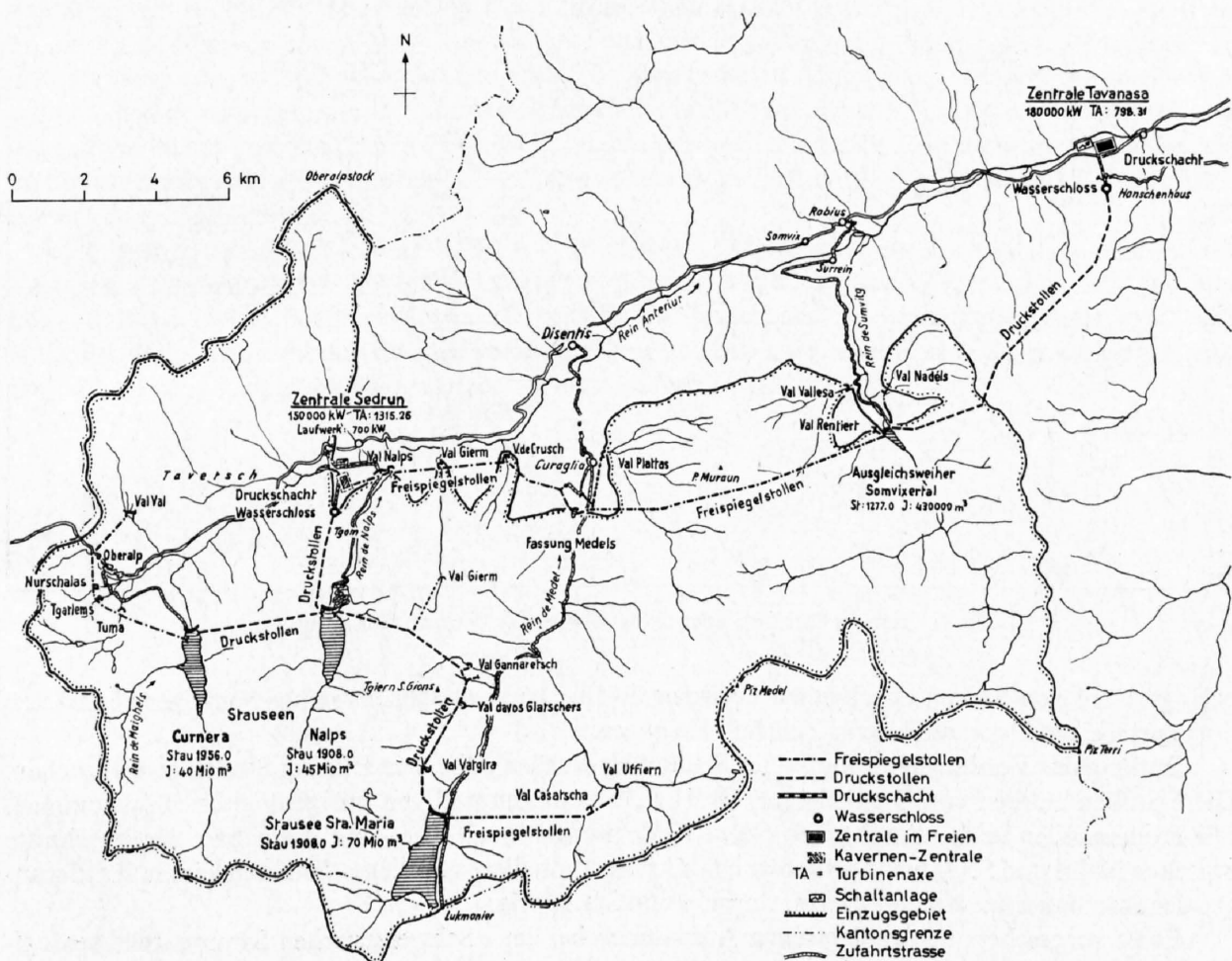


Fig. 1: Übersicht über die Anlage der Kraftwerke Vorderrhein, zwischen Oberalp und Tavanasa.

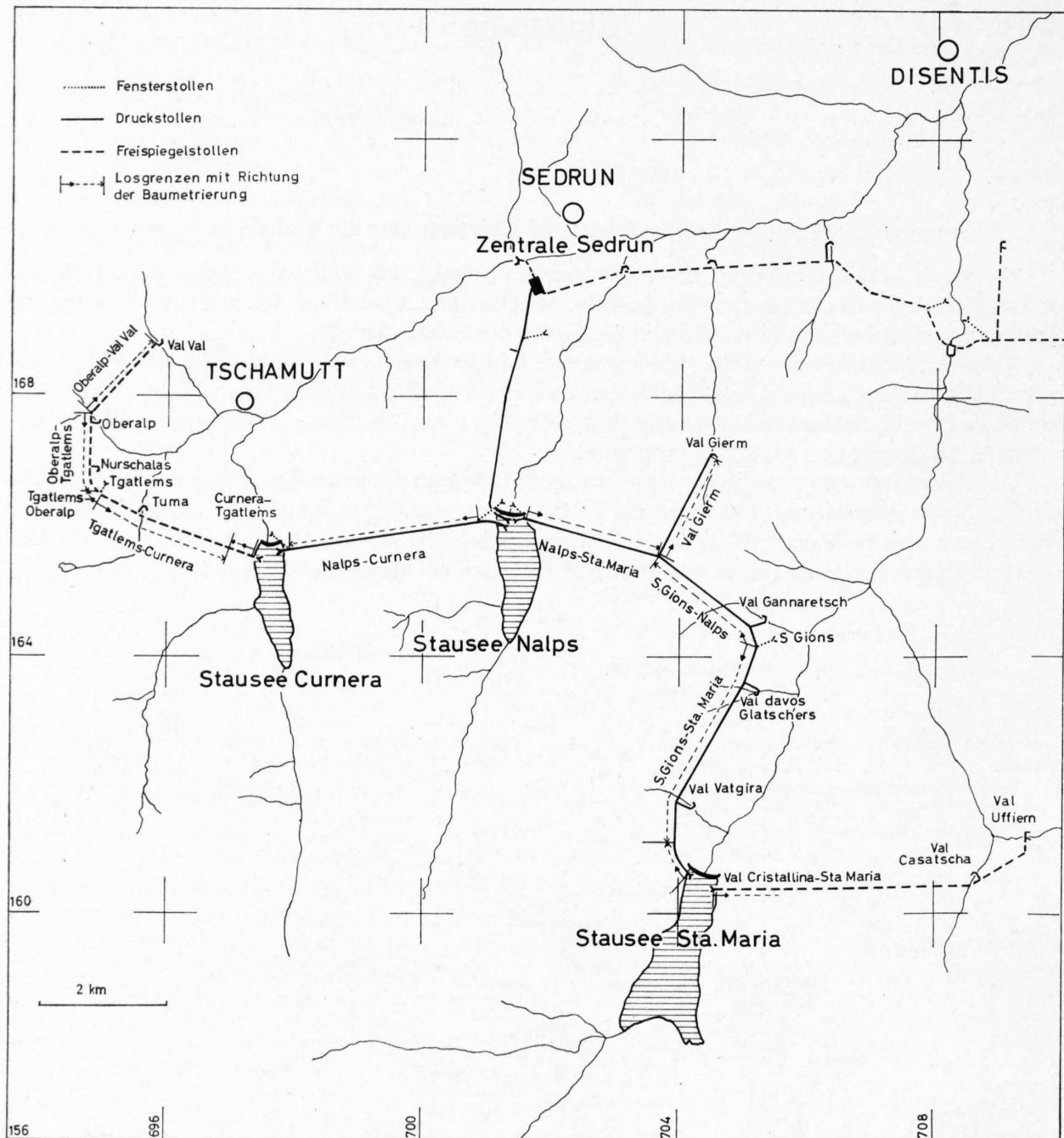


Fig. 2: Übersicht über die Stollen der Kraftwerke Vorderrhein (Stufe Sedrun).

gelangt dabei von Sedrun durch einen Freisiegelstollen zum Ausgleichsweiher Somvixertal und von dort durch einen Druckstollen zur Zentrale Tavanasa.

Entlang des Vorderrheins und seiner Seitentäler wurden dabei rund 70 km Stollen ausgebrochen. Diese Stollen wurden von Dr. G. Styger, Dr. H. P. Ackermann und von mir geologisch aufgenommen. Die Zuflussstollen zu den Staubecken Nalps, Curnera und Sta. Maria – mit Ausnahme der Abschnitte zwischen Nalps und S. Gions – wurden von mir kartiert. Zu diesen Stollenaufnahmen kamen Kartierungen der Staumauerfundamente Nalps, Curnera und Sta. Maria.

Es ist vorgesehen, alle geologischen Aufnahmen bei der «Schweizerischen Sammelstelle geologischer Dokumente» in Bern zu deponieren. Die gesammelten Belegstücke befinden sich im Mineralogisch-petrographischen Institut in Bern.

Das engere Arbeitsgebiet für die vorliegende Arbeit umfasst die neu geschaffenen Aufschlüsse im Bereich der Staubecken Nalps und Curnera. Seine Umgrenzung ist in Fig. 3 im geologischen und geographischen Zusammenhang angegeben. Fig. 2 zeigt ferner die Stollenabschnitte der Zulaufs- und Verbindungsstollen zu den Staubecken Nalps und Curnera. Von diesen Stollen wurden hier die Abschnitte Nalps–Curnera, Curnera–Tgatlens und Tgatlens–Curnera sowie die kürzeren Stollen im Bereich der beiden Staumauern berücksichtigt. In der gleichen Figur sind die Stollenabschnitte, so wie sie in dieser Arbeit bezeichnet werden, eingezeichnet. Die Richtung der Baumetriering ist vom Ausgangspunkt mit Pfeilen angedeutet.

Ergänzend machte ich im Bereich der beiden Staubecken und deren Umgebung Oberflächenkartierungen. Das Hauptgewicht lag jedoch in der Aufnahme der Stollen und in der Detailkartierung der Staumauerfundamente.

Als Kartierungsgrundlagen dienten ausschliesslich von den Kraftwerken zur Verfügung gestellte Kartenpläne. Die Oberflächenkartierungen wurden im Massstab 1:10000 durchgeführt. Für die Staumauerfundamente arbeitete ich mit topographischen Originalaufnahmen im Massstab 1:200. Alle Stollenaufnahmen liegen im Massstab 1:200 vor. Zusätzlich fanden Pläne verschiedenen Massstabs für Strassenbauten und von Staubecken Verwendung.

2. Allgemeine Problemstellung

Die zahlreichen neu erschlossenen, aber nur zeitlich begrenzt zugänglichen Aufschlüsse bestimmen den Charakter dieser Arbeit. Primärer Zweck waren die Bestandesaufnahme der Gesteine und das Sammeln möglichst vieler geologisch-petrographischer Beobachtungen. Es bleibe dahingestellt, ob diese Aufgabe von einem unerfahrenen, angehenden Petrographen in allen Teilen befriedigend erfüllt werden kann; müssen doch auf den ersten Anhieb ohne die Möglichkeit späterer Kontrolle Aufschlüsse definitiv kartiert werden. Immerhin liegen die Stollen im ehemaligen Dissertationsgebiet meines sehr verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. E. Niggli, der mich auf vielen Feldbegehungen und bei vielen Besprechungen in die Probleme des Arbeitsgebietes eingeführt hat. Er stellte mir auch die von ihm gemachten Feldaufnahmen zur Verfügung.

Zu Beginn der Arbeit konnte kein Problem in den Vordergrund gestellt werden. Im Verlauf der Feldarbeiten traten jedoch Gesteinstypen zutage, die neue Einblicke in die Geschichte des Altkristallins und dessen Metamorphose geben können. Ferner liessen sich in Stollenaufschlüssen zahlreiche Kalksilikatfelse beobachten, die an der Oberfläche nur schwer zu erkennen und anzuschlagen sind. Deshalb richtete ich ein spezielles Augenmerk auf diese Einschlüsse.

Vorbemerkungen

A. Geologische Übersicht

Nach den im wesentlichen noch heute geltenden Synthesen über den Bau und den Gesteinsinhalt des Gotthardmassivs von A. HEIM (1921) und P. NIGGLI (1934) hat E. NIGGLI (1953) eine Gesamtübersicht publiziert. Diese kann heute fast unverändert übernommen werden.

Das Gotthardmassiv, welches zwischen Brig im Rhonetal und Versam im Vorderrheintal einen ca. 100 km langen und maximal 15 km breiten Bogen bildet, liegt zwischen dem Aarmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv im Norden und den penninischen Decken im Süden. Einen Überblick über den mittleren Teil des Massivs liefert Fig. 3.

Das Baumaterial des Massivs kann analog zu jenem der übrigen alpinen Zentralmassive in zwei Grossgruppen gegliedert werden:

1. die jungsedimentären Gesteine,
2. das Altkristallin mit seinen jungherzynischen Intrusionen.

1. Die jungsedimentären Gesteine

Die jungsedimentären Gesteine umfassen Permokarbon und Mesozoikum. Sie bilden heute, als Reste des ursprünglichen autochthonen Sedimentmantels, den Rahmen des Gotthardmassivs. Im Norden bauen sie die Urseren-Zone¹⁾ auf, welche das Gotthardmassiv vom Aarmassiv im Westen und vom Tavetscher Zwischenmassiv im Osten abtrennt. Im Süden liegt zwischen dem Massiv und den penninischen Decken die von Brig über Nufenenpass–Bedretto–Piora–Scopi–Lugnez nach Versam sich erstreckende Zone. Die jungsedimentären Gesteine fallen in dieser Arbeit nicht weiter in Betracht. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass sie heute in metamorphem Zustand vorliegen, dass sie aber nur *alpin metamorph* sind, und zwar in Grünschieferfazies im Norden und in Almandin–Amphibolitfazies im Süden (E. NIGGLI 1960).

2. Das Altkristallin mit seinen jungherzynischen Intrusionen

Die Bezeichnung Altkristallin wird hier im gebräuchlichen Sinne für die vortriasischen Kristallgesteine gebraucht – mit Ausnahme der jungherzynischen Intrusivkörper. Dies obwohl neuestens, besonders für die Decken des Lepontins, diese Bezeichnung umgangen wird, weil dort die alpine Metamorphose so intensiv war, dass ein Altkristallin nicht eindeutig abgetrennt werden kann.

Das Altkristallin mit seinen jungherzynischen Intrusionen wird in einen älteren und in einen jüngeren Komplex gegliedert. Der jüngere Komplex besteht vorwiegend aus jungherzynischen Intrusivgesteinen, der ältere aus polymetamorphen Gneisen und Amphiboliten mit zahlreichen Einschlüssen.

Die *jungherzynischen Intrusivgesteine* bestehen aus Granit- und Granodioritstöcken und aus Dioriten sowie aus dem Ganggefüge dieser Gesteine. Die Granit- und Granodioritstöcke sind in Fig. 3 eingezeichnet. Sowohl die Intrusivkörper selbst wie deren Ganggefüge schneiden an ihren Kontakten die Bänderungen, Streifungen und einen Teil der Schieferungen der altkristallinen Gesteine scharf diskordant ab. Zu den Gängen gehören Lamprophyre, Porphyrite, Quarzporphyre, Aplite und Pegmatite sowie möglicherweise ein Teil der Quarzgänge. Von den meisten Autoren werden diese Gesteine als im Oberkarbon intrudierte Eruptiva betrachtet. Das jungherzynische Alter dieser Granit- und

¹⁾ Von T. LABHART (1965) so benannt; von E. NIGGLI (1944) als Urseren–Garvera-Mulde bezeichnet.

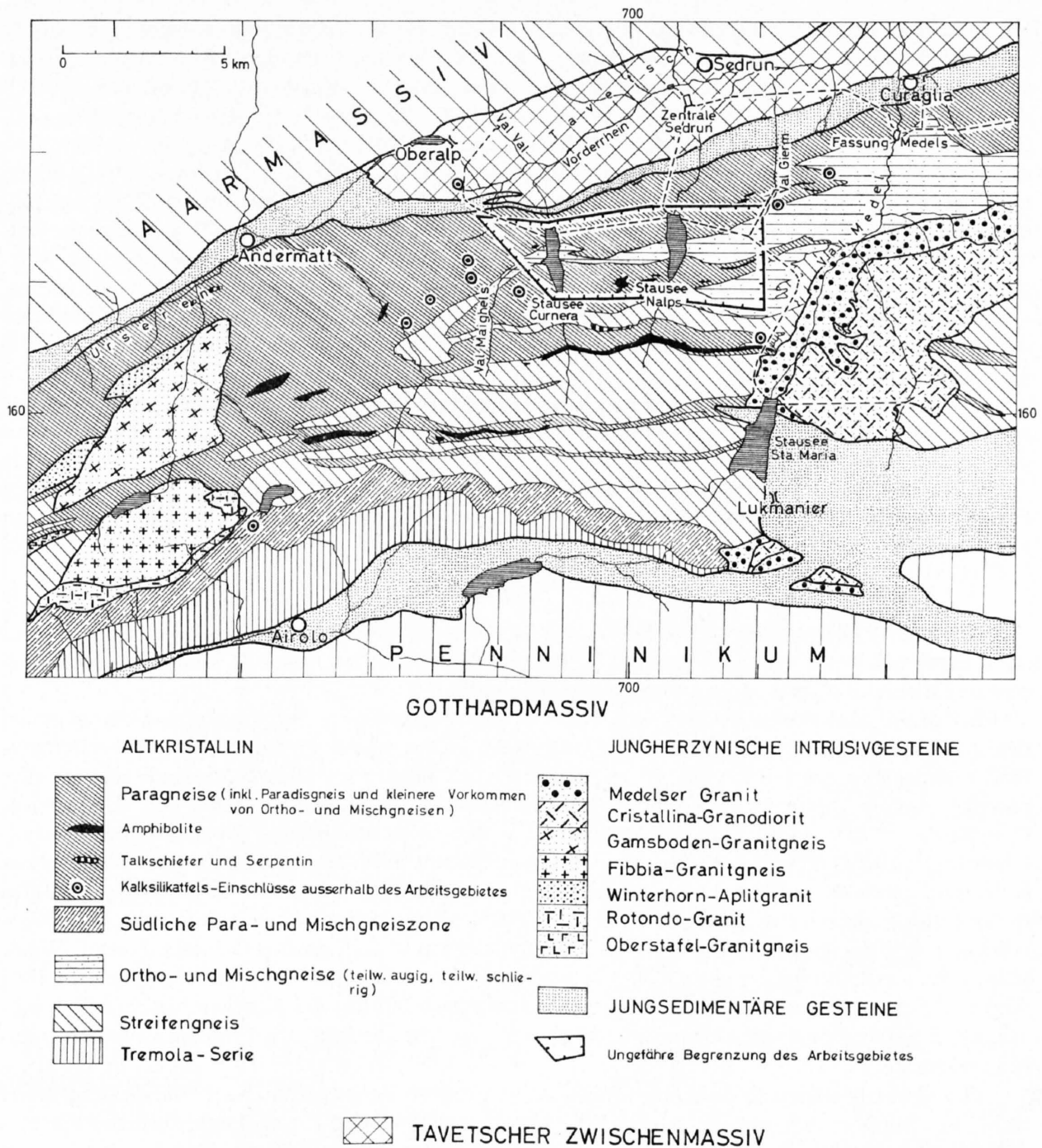


Fig. 3: Überblick über das zentrale und östliche Gotthardmassiv.

Granodioritstöcke wurde durch jüngere absolute Altersbestimmungen bestätigt. M. GRÜNENFELDER (1962) bestimmte das U-Pb-Alter der Zirkone aus dem Medelser Granit mit 290 ± 20 (U^{238}/Pb^{206}) und 315 ± 30 (U^{235}/Pb^{207}) Mio. Jahren. Am Rotondo-Granit fanden E. JÄGER & E. NIGGLI (1964) ein Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von rund 260 Mio. Jahren. Ferner ergab ein Rb-Sr-Alter am Muskovit eines Pegmatits aus dem Tavetscher Zwischenmassiv 295 ± 14 Mio. Jahre.

Alle Gesteine der jungerzynischen Intrusionen sind nur alpin monometamorph überprägt.

Der ältere, altkristalline Komplex ist zonal gegliedert. An eine mittlere Zone von Streifengneisen schliessen beidseitig Zonen von Misch- und Paragneisen an. Alle diese Gesteine sind durchwegs par-

alleltexturiert. Die Streifengneise zeigen eine durchgreifende, herzynisch aufgeprägte Streifung und Schieferung. Sie wurden von H. M. HUBER (1943) und den meisten anderen Autoren als früh- bis vorherzynisch in die Paragneise intrudierte Granite betrachtet. Eine Zirkon-Altersbestimmung nach der U-Pb-Methode von M. GRÜNENFELDER et al. (1962, 1964) ergab Alterswerte von 485 ± 20 (U^{238}/Pb^{206}) bzw. 520 ± 25 (U^{235}/Pb^{207}) Mio. Jahren. Das vorherzynische Alter der Zirkone und wahrscheinlich auch der Streifengneise selbst findet darin eine Bestätigung. Die Paragneise bilden im Norden und Süden des Massivs sowie innerhalb der Streifengneise verschiedene Züge von teilweise bänderigen Glimmer-Plagioklasgneisen und Amphiboliten. Die Glimmer-Plagioklasgneise enthalten zahlreiche Einschlüsse von Amphiboliten, Kalksilikاتفelsen, Dioriten und seltener von Marmorlinsen, Serpentinlinsen, Pyroxeniten und Hornblenditen. Die Paragneise wurden stets als vorherzynische Sedimente angesehen. U-Pb-Zirkonalter von M. GRÜNENFELDER (1964) ergaben diskordante Alterswerte, die auf ein präkambrisches Alter der ältesten Zirkonfraktion von mindestens 1000–1200 Mio. Jahren schliessen lassen.

In die Paragneise eingelagert finden sich verschiedene Mischgneiszonen und kleinere Einlagerungen derselben, die von H. M. HUBER (1943) und anderen mit der Bildung der Streifengneise in Zusammenhang gebracht werden.

Das Arbeitsgebiet, dessen Umrisse in Fig. 3 eingezeichnet sind, liegt geologisch in der nördlichen Paragneiszone des Gotthardmassivs. Neben den Paragneisen finden sich jedoch mehrere Züge von Mischgneisen.

3. Die Metamorphose

Alle altkristallinen Gesteine meines Arbeitsgebietes (mit Ausnahme der jungherzynischen Intrusivgesteine) sind polymetamorph geprägt. Sie haben eine herzynische, meso- bis katazonale Metamorphose erlitten und wurden alpin epimetamorph überprägt.

Bei der *alpinen Metamorphose* nimmt das Gotthardmassiv eine Zwischenstellung ein zwischen dem nur epizonal überprägten Aar- und Tavetscher Zwischenmassiv im Norden und den durchgreifend mesozonal geprägten Gesteinen der lepontinischen Region im Süden. Innerhalb des Massivs nimmt die alpine Metamorphose von Norden nach Süden zu. E. NIGGLI (1960) und E. NIGGLI & C. R. NIGGLI (1965) zeigen, dass im Querprofil, in den Quartenschiefen, der Urseren-Zone noch Chloritoid auftritt, während in den gleichen Gesteinen am Südrand des Massivs zwar noch etwas Chloritoid gefunden wird, bald aber schon Staurolith und Disthen auftreten. Unser Gebiet liegt also in der Chloritoidzone. Auch nach M. FREY (1969) liegt die Grenze zur alpinen Almandin-Amphibolitfazies in der Region des Lukmanierpasses, also rund 5 km südlich unseres Gebietes. Nach E. WENK (1962, 1967) enthält alpin, mit Calcit koexistierender Plagioklas im Arbeitsgebiet weniger als 18% Anorthit. Schliesslich zeigen Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten des Arbeitsgebietes nach A. ARNOLD & E. JÄGER (1965), dass die alpine Metamorphose nicht alle Biotite vollständig alpin zu verjüngen vermochte.

Die alpine Metamorphose kann also aus verschiedenen Arbeiten für das Untersuchungsgebiet recht gut charakterisiert werden. Sie gehört mineralfaziell eindeutig zur Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies), wobei kein Plagioklas mit mehr als 20% Anorthit (zusammen mit Calcit) auftreten soll.

B. Kriterien zur Alterseinordnung der vortriadischen Kristallingesteine und Mineralbildungen

Da die Altkristallingesteine mit Ausnahme der jungherzynischen Intrusivgesteine durchwegs polymetamorph und komplex aufgebaut sind, ist es zweckmässig, die Kriterien zur Alterseinordnung der Gesteine hier zu besprechen, auch wenn dabei einige Resultate vorweggenommen werden müssen. Auf die

Stratigraphie der jungsedimentären Gesteine kann hier, da sie nicht behandelt werden, verzichtet werden.

Die Alterseinordnung der Gesteine und der mineralbildenden Prozesse wird im wesentlichen nach den vier folgenden Gruppen von Kriterien vorgenommen:

1. Magmatische Zyklen
2. Mineralfazies
3. Gefügeelemente
4. Absolute Altersbestimmungen

Tabelle 1: Kriterien zur Alterseinordnung der Gesteine und Mineralbildungen im Altkristallin

Magmatische Zyklen	Mineralfazies	Gefügeelemente	Altersbestimmungen
Streifengneisintrusion und Bildung der Mischgneise	Teilweise Granulitfazies (vorliegende Arbeit) polymetamorph	Primäre Sedimentschichtung der Kalksilikatfelse (vorliegende Arbeit)	Älteste Zirkone der Paragneise mindestens 1200 Mio. Jahre nach M. GRÜNENFELDER (1964); 1500 Mio. Jahre nach B. GAUERT & A. ARNOLD (1968)
		Schlierige Bänderungen (vorliegende Arbeit) Schlierige Bänderungen der Migmatite und Faltenachsen (vorliegende Arbeit)	Zirkone der Streifengneise 550–460 Mio. Jahre (M. GRÜNENFELDER 1962) Zirkone der Paragneise, Bleiverlust vor ca. 450 Mio. Jahren (B. GAUERT & A. ARNOLD 1968)
	Almandin–Amphibolit-fazies polymetamorph	Streifenlinear flach nach NE oder SW einfallend (A. KVALE 1957 u. a.); Kristallisationsschieferung	
Intrusion der jungherzynischen Intrusivkörper, Granite, Granodiorite, Gänge	Grünschieferfazies monometamorph	Ältere Gefüge werden an Kontakten abgeschnitten	Ca. 300 Mio. Jahre, Zirkone (M. GRÜNENFELDER et al. 1961 u. a.) 260 Mio. Jahre, Rb–Sr–Gesamtgestein (E. JÄGER & E. NIGGLI 1964)
		Alpine Schieferung mit steilem Striemungslinear (A. KVALE 1957)	Ca. 50–13 Mio. Jahre, K–Ar und Rb–Sr an Glimmern und Amphibolen (verschiedene)

Diese in Tab. 1 in ihrem Zusammenhang dargestellten Kriterien werden von den meisten Autoren explicit oder implicit angewandt.

1. Magmatische Zyklen

Von den meisten Autoren werden im Gotthardmassiv zwei grosse magmatische Zyklen unterschieden, deren älterer das granitische Magma der heutigen Streifengneise geliefert hat und deren jüngerer die jungherzynischen Intrusivkörper und deren Gangfolge gefördert hat. Auf Grund dieser Zyklen wurden die übrigen Gesteine von H. M. HUBER (1943) und von E. NIGGLI (1944) in drei Gruppen gegliedert,

- a) die vorstreifengneisisch gebildeten Gesteine,
- b) die nachstreifengneisisch, aber vor der jungherzynischen Intrusion gebildeten Gesteine,
- c) die nach der jungherzynischen Intrusion gebildeten Gesteine.

Die Gruppe *a* unterscheidet sich von der Gruppe *b* dadurch, dass sie vom Streifengneis-Magma her in Form von «Injektionserscheinungen» beeinflusst wurde, während die Gruppe *b* keine «Injek-

tionsgneise» enthält. Dieses Kriterium ist insofern fraglich, als nicht unbedingt nachgewiesen werden kann, dass alle «Injektionsgneise», besonders jene, die fernab von den Streifengneisen liegen, mit dem Streifengneis-Magma in Zusammenhang standen. Es sei hier nur an die anatektischen Bildungen im Schwarzwald erinnert, die ähnliche Gesteine liefern. Das Auftreten solcher Gesteine ist aber trotzdem typisch für einen Teil der Gesteinsserien, ob es sich jetzt um magmatische oder anatektische Bildungen handle. Die jungherzynischen Intrusivgesteine liefern dagegen eine eindeutige Zeitgrenze. Sie schneiden alle älteren Gefüge ab, und sie enthalten Schollen mit älteren Strukturen.

2. Mineralfazies

Auf Grund mineralfazieller Unterschiede wurden bisher im Gotthardmassiv zwei Grossgruppen unterschieden:

- a) eine ältere, polymetamorphe, meso- bis katazonale Gruppe;
- b) eine jüngere, monometamorphe, epi- bis mesozonale Gruppe.

Die ältere Gruppe wurde zur herzynischen, die jüngere zur alpinen Metamorphose gerechnet. Es sei jedoch noch darauf hingewiesen, dass sowohl H. M. HUBER (1943) wie E. NIGGLI (1944) noch ältere Metamorphosen für wahrscheinlich hielten. H. M. HUBER beschrieb in herzynisch metamorphen Gneisen ältere Granatrelikte, und E. NIGGLI sprach oft von mindestens zwei Metamorphosen.

In der vorliegenden Arbeit kann nun eine vorherzynische, bis in die Granulitfazies reichende Metamorphose nachgewiesen werden. Diese wird durch die herzynische und die alpine Metamorphose gefolgt, und ihre Gesteine werden retrograd und selektiv überprägt. Ältere Metamorphosen sind wahrscheinlich. Ich unterscheide deshalb drei durch Metamorphosen entstandene Gruppen von Mineralbildungen:

- a) eine vorherzynisch teilweise in Granulitfazies geprägte, herzynisch und alpin retrograd überprägte Gruppe;
- b) eine herzynisch in der Almandin–Amphibolitfazies geprägte und alpin retrograd überprägte Gruppe;
- c) eine nur alpin in Grünschieferfazies geprägte Gruppe.

Ein Teil der Schollen- und Kalksilikatfels-Einschlüsse, die in Gesteinen auftreten, welche aus Mineralien der eben genannten vorherzynischen Gruppe *a* bestehen, dürften noch ältere Bildungen sein.

Metamorphe Bildungen geben das Alter oder ein Minimalalter für Gesteine an, indem die Gesteine mindestens so alt sein müssen wie die älteste Mineralgruppe, jedoch primär viel älter sein können. Das Beispiel eines alpin rekristallisierten Phyllonits möge dies veranschaulichen. Man findet darin teilweise nur noch Mineralien der Grünschieferfazies, obwohl das Edukt zu den ältesten Gesteinen des Massivs gehören kann.

In Verbindung mit weiteren Kriterien kann die Mineralfazies auch für die Einteilung der Gesteine selbst recht dienlich sein.

3. Gefügeelemente

Die Gefügeelemente sollen hier nur soweit angegeben werden, als sie für die Altersabfolge gebraucht werden. Eine eingehendere Besprechung folgt im Kapitel zur Tektonik (S. 68 ff.).

Im wesentlichen können bis jetzt drei Gruppen von Gefügeelementen unterschieden werden, eine vorherzynische, eine herzynische und eine alpine Gruppe.

Die vorherzynischen Gefügeelemente, d.h. jene Gefügeelemente, welche durch die herzynische Tektonik überarbeitet wurden, sind sehr oft nur reliktsch anzutreffen. Wohl die ältesten Gefüge bilden die primären Sedimentschichtungen in den Kalksilikatfels-Einschlüssen.

In den granulitfaziell geprägten Gesteinen treten oft schlierige Bänderungen auf, die von den herzynischen Gefügeelementen teilweise durchsetzt werden. Auch hierhin gehören wenigstens ein Teil

der schlierigen Bänderungen der Migmatitgneise, die Augentexturen der Augengneise sowie die granoblastischen Strukturen, welche eindeutig herzynisch vergneist wurden. Ferner sind in vielen Paragneisen Bänderungen zu beobachten, die teilweise vorherzynisch und vielleicht sogar sedimentär sind.

Die herzynischen Gefügeelemente zeigen das typische Streifenlinear der Streifengneise, welches meistens mit Schieferungen gekoppelt ist. Dieses Streifenlinear fällt im Gegensatz zum steilen alpinen Strömungslinear ziemlich flach nach NE oder SW ein. Es ist keineswegs auf die Streifengneise beschränkt, sondern tritt sehr oft auch in den Para- und Mischgneisen auf, besonders in feldspatreichen Typen. Daneben finden sich noch weitere Lineare, welchen jedoch in dieser Arbeit nicht weiter nachgegangen werden konnte.

Sowohl das Streifenlinear wie die herzynischen Schieferungen, die mit Mineralien der Almandin-Amphibolitfazies gekoppelt sind, entstehen an manchen Orten aus vorherzynischen Gefügen.

Die Gruppe der alpinen Gefügeelemente wurde seit den fünfziger Jahren recht intensiv durchforstet. Die zwei typischen und konstantesten Elemente sind die alpine Schieferung (s_1 nach T.P. LABHART 1965) und das steile, alpine Strömungslinear (L_1 nach T.P. LABHART 1965). Diese sind nach A. KVALE (1957) die richtungskonstantesten und durchgreifendsten alpinen Gefügeelemente, und sie haben nach W.K. NABHOLZ & G. VOLL (1963) mehrere alpine Faltungen überlebt. Die Schieferung fällt im untersuchten Gebiet steil nach SE bis SW oder steil nach NW bis NE ein; das steile Strömungslinear taucht senkrecht bis steil nach Westen ab.

Die in der Urseren-Zone und in Scherzonen innerhalb des Massivs gleich aussehende, alpine Schieferung besitzt seidige, oft beulige S-Flächen, auf welchen das steile Strömungslinear als feine Strömung immer erkennbar ist. Die eingeregelteten Mineralien gehören der Grünschieferfazies an.

Gleich wie die Mineralfazies erlauben die Gefügeelemente sehr oft nur eine Abfolge der Mineralbildungen festzustellen. Nur bei Intrusivgesteinen mit erhaltenen magmatischen Strukturen lassen sie Schlüsse auf das primäre Alter der Gesteine zu.

4. Isotopen-Altersbestimmungen

In Tab.1 sind auch eine Anzahl Isotopen-Altersbestimmungen vermerkt, die als Kriterien zur Alterseinteilung dienen können. Die ältesten Alterswerte lieferten Zirkone aus den Paragneisen. M. GRÜNENFELDER (1964) fand an den Zirkonen der Gurschen-Gneise (Äquivalente unserer Paragneise südlich Hospenthal am Gotthardpass) diskordante U-Pb-Alterswerte, die auf ein Minimalalter der ältesten Zirkonfraktion von 1000 bis 1200 Mio. Jahre schliessen lassen. B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) erhalten an Zirkonen der Glimmer-Plagioklasgneise (Disthen-Sillimanitgneise) nach der gleichen Methode diskordante Alter, welche für die älteste Zirkonfraktion der Paragneise Werte von mindestens 1500 Mio. Jahren ergeben. Diese Zirkonalter sind eindeutig präkambrisch.

Das nächstjüngere Alter bestimmten M. GRÜNENFELDER et al. (1962, 1964) an Zirkonen der Streifengneise mit diskordanten Alterswerten zwischen 455 und 545 Mio. Jahren nach der U-Pb-Methode. B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) fanden einen starken Bleiverlust der Zirkone aus den Paragneisen bei ca. 450 Mio. Jahren. Die gleichen Zirkone zeigen keine wesentlichen jüngeren Bleiverluste. Die 450 Mio. Jahre datieren eine hochgradige Metamorphose, die wahrscheinlich bis in anatektische Bedingungen reichen musste. Damit wurde eine vorherzynische (kaledonische) Metamorphose durch U-Pb-Alterswerte datiert.

Die jungherzynischen Intrusivgesteine ergaben verschiedene Zirkonalter von rund 300 Mio. Jahren. E. JÄGER & E. NIGGLI (1964) fanden am Rotondo-Granit nach der Rb-Sr-Methode Gesamtgesteinsalter von rund 260 Mio. Jahren. Damit wurde das jungherzynische Alter der Granite und Granodiorite belegt.

Schliesslich ergaben verschiedene Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern nach E. JÄGER et al. (1961), E. JÄGER (1962) und K-Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Glimmern (die letzteren im Süden des Massivs) nach R. STEIGER (1964) Alter zwischen 50 und 15 Mio. Jahren. Am Rotondo-Granit fanden E. JÄGER & E. NIGGLI (1964), dass bis vor 13 Mio. Jahren eine Homogenisierung für Rb und Sr zwischen Biotiten und Feldspäten im Handstückbereich stattgefunden hat.

Bemerkenswert sind noch Rb–Sr-Altersbestimmungen an Glimmern aus dem Druckstollen Nalps–Curnera, die von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) publiziert wurden. Biotite der gleichen Lokalität ergaben Alter von 260 bis 22 Mio. Jahren. Diese Biotite sind herzynisch bis vorherzynisch kristallisiert und alpin selektiv verjüngt worden.

C. Zur Nomenklatur der Gesteine

Im allgemeinen sollten metamorphe Gesteine nach ihrem Mineralbestand und nach ihrem Gefüge benannt werden. Will man dies jedoch systematisch tun, stösst man sehr bald auf Schwierigkeiten. Es gibt auch im Gotthardmassiv zahlreiche eingebürgerte Namen nach Lokalitäten, nach einem hervorstechenden Gefügeelement oder nach genetischen Gesichtspunkten oder auch nach einem charakteristischen Mineral. Solche Bezeichnungen sind z.B. Paradis-Gneis, Streifengneis, Mischgneis oder Sillimanitgneis. Solche eingebürgerte Bezeichnungen zu ändern wäre der Klarheit wenig dienlich.

Alle unsere altkristallinen Gesteine sind polymetamorph geprägt. Je nach Einfluss der verschiedenen Metamorphosen können bei einem stofflich und genetisch gleichen Edukt heute verschiedene Mineralbestände und verschiedene Gefüge in den Vordergrund treten. Es wäre hier wenig zweckmässig, Gesteine gleicher Genese auf Grund ihrer verschiedenen Mineralbestände voneinander abzutrennen. Die Gruppenbezeichnungen werden daher mit Vorteil unter Einbeziehung genetischer Gesichtspunkte durchgeführt. Die einzelnen Gesteinstypen hingegen benenne ich nach dem ältesten direkt oder indirekt (Pseudomorphosen) erkennbaren Hauptmineralbestand.

Für die Gesteine, die offensichtlich während der alpinen Orogenese aus verschiedenen altkristallinen Gesteinen entstanden sind, habe ich im Gegensatz zu E. NIGGLI (1944), der mehrere Gruppen unterscheidet und sie zu den Paragneisen rechnet, hier die Bezeichnung «Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen» eingeführt.

Die Unterscheidung zwischen Schiefer und Gneis geschieht nach den Definitionen von E. WENK (1963), wonach Schiefer unter dem Hammer in Abständen von 1–10 mm spalten, während Gneise in Abständen von einigen Zentimetern bis Dezimetern zerfallen.

Die Bezeichnung «-fels» wird nach allgemeiner Definition für richtungslose, metamorphe Gesteine gebraucht. Ausnahmen mache ich hier für die Quarzdiorite, die zwar offensichtlich metamorphe, granoblastische Gefüge zeigen, aber auch von E. NIGGLI (1944) als solche benannt werden. Dies lässt sich um so mehr verantworten, als sie ursprünglich wahrscheinlich doch magmatisch sind.

D. Im Arbeitsgebiet neu gefundene Mineralien

Sowohl gesteinsbildend wie in Zerrklüften konnte ich im Arbeitsgebiet einige bisher nicht bekannte Mineralien beobachten. Gesteinsbildend wurden neu gefunden: Anthophyllit, Cumingtonit, Disthen, Graphit, Orthopyroxen und Uraninit. In Zerrklüften: Axinit, Chabasit und Kainosit.

1. Anthophyllit

In der Biotit-Hornblende-Pyroxenitsscholle und im hypersthenführenden Quarzdiorit aus dem Druckstollen Nalps–Curnera (siehe S. 50 ff. und S. 54 ff.) wurde Anthophyllit beobachtet. Da er stets

sehr feinkörnig und eng mit Orthopyroxen, Cummingtonit oder Aktinolith verwachsen ist, konnte er nicht separiert werden. Die gerade Auslöschung wurde jedoch auf dem U-Tisch kontrolliert. Er ist stets farblos und bildet sich nur durch Umwandlung aus Orthopyroxen.

2. Cummingtonit

Er tritt zusammen mit Anthophyllit in den gleichen Gesteinen auf. Er ist ebenfalls farblos und bildet polysynthetische Zwillinge nach $\{1\ 0\ 0\}$. Er ist bei einem Achsenwinkel von $78-80^\circ$ optisch positiv und zeigt eine Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ von $19-21^\circ$. Er wurde auch anhand einer Röntgenpulveraufnahme bestimmt.

3. Disthen

Neu für das Arbeitsgebiet ist auch das Auftreten von Disthen in Paragneisen erkannt worden. Er bildet meistens nur bis ca. 0,1 mm grosse Stengel. Er wurde mittels Röntgenpulveraufnahmen und Vergleich mit den Diagrammen nach H. NEUMANN et al. (1957) bestimmt. Er findet sich auch, äusserst feinkörnig, als Umwandlungsprodukt aus Granaten in den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen.

Zusammen mit Disthen tritt prismatischer *Sillimanit* auf. Fibrolithischer Sillimanit wurde bereits von E. NIGGLI (1944) beobachtet.

4. Graphit

In den Glimmer-Plagioklasgneisen, besonders in den Albit-Oligoklasgneisen, in Marmorlinsen und in Kalksilikatfelsen ist Graphit ein verbreitetes Mineral, das früher mit Erzmineralien verwechselt wurde.

Graphit kann makroskopisch und mikroskopisch recht einfach erkannt werden, wenn er nicht zu feinkörnig ist. *Makroskopisch* erkennt man ihn leicht an seinem Schleifverhalten. Reibt man einen Anschliff, der noch nicht poliert ist, mit einem Lappen, tritt Graphit sehr rasch als grauweiss glänzendes Mineral hervor, während die übrigen Mineralien rauh bleiben. Ähnliches Verhalten zeigt nach P. RAMDOHR (1960) auch der Molybdänglanz, der aber in Gesteinen sehr selten ist. *Unter dem Mikroskop* bildet er charakteristische, bis 1 mm grosse Aggregate, die russartig ausfransende Korngrenzen zeigen – eine Folge des Ausschmierens beim Schleifen. Dies unterscheidet ihn meistens von den übrigen opaken Mineralien.

5. Orthopyroxen

Ebenfalls neu im Gotthardmassiv wurde Orthopyroxen gefunden. Er tritt auf in folgenden Gesteinen: in hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen, in den hypersthenführenden Quarzdioriten und in der Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle. Auch dieser wurde röntgenographisch bestimmt. Er zeigt folgende optischen und röntgenographischen Eigenschaften:

Gestein	N_z	Abstand der Reflexe (10 3 1) und (0 6 0)
Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle	$1,694 \pm 0,001$	0,7 mm
Hypersthenführender Quarzdiorit	$1,718 \pm 0,003$	0,5 mm
Hypersthenführender Granat-Biotit-Alkalifeldspatfels	$1,718 \pm 0,004$	0,7 mm

Nach P. C. ZWAAN (1954) dürfte jener aus der Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle ein Bronzit sein, die beiden anderen Hypersthene.

6. Uraninit

Uraninit wurde nur in einem quarzreichen Turmalinpegmatit östlich des Stausees Nalps (Koord. 701.900/164.500) angetroffen. Aus einer Pulveraufnahme wurde eine Gitterkonstante von 5,48 Å bestimmt, was einem thoriumarmen Uraninit entspricht. Der Uraninit ist mit Turmalin verwachsen.

7. Axinit

Axinit ist zwar im östlichen Gotthardmassiv besonders aus dem Cristallina-Granodiorit bekannt. Im Arbeitsgebiet ist er jedoch neu. Ich fand solchen in einem Amphibolit aus dem Stollenabschnitt Tgatlens–Curnera, 889 m ab Tgatlens. Er tritt als Kluftbelag und – bis 3 mm grosse Kriställchen bildend – in kleinen Hohlräumen dieser Klüfte auf. Er wurde röntgenographisch bestimmt.

8. Chabasit

Aus dem Gebiet noch nicht beschrieben ist ferner Chabasit. Er tritt als Kluftbelag an verschiedenen Stellen im Druckstollen Nalps–Curnera auf, und zwar in Glimmer-Plagioklasgneisen. Er bildet bis 2 mm grosse pseudowürfelige Kristalle. Auch er wurde röntgenographisch bestimmt.

9. Kainosit

Zunächst fand ich Kainosit an einem Block am Fusse des Gletscher da Gannaretsch und bestimmte ihn röntgenographisch. Der Block stammt aus Mischgneisen und führt in kleinen Klüftchen neben Quarz und Adular noch Bleiglanz und Kainosit. Der Kainosit bildet ein noch 3 mm grosses Kristallbruchstück. Später wurde in den Mischgneisen des Steinbruchs SW der Staumauer Curnera von Herrn V. Berter aus Sedrun bis über 1 cm grosse Kristalle bildender Kainosit gefunden. Er wurde von Herrn Prof. Dr. M. Weibel in Zürich bestimmt.

E. Experimentelles

1. Chemische Analysen

Nasschemisch analysiert wurden vier Granate als Standards für die Elektronenmikrosonde und fünf Gesteinsproben aus einer Kalksilikatfels-Linse.

Die nasschemischen Analysen erfolgten alle nach der Schnellmethode (L. SHAPIRO & W. W. BRANNOCK 1952, 1956; M. WEIBEL 1961). Dabei wurden SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 und P_2O_5 photometrisch, Al_2O_3 , CaO und MgO komplexometrisch ermittelt, und das FeO wurde mit Permanganat titriert. Die Alkalien wurden flammenphotometrisch gemessen. Das CO_2 wurde in einem Natronasbestfilter aufgefangen und gewogen; das H_2O als Gesamtwasser durch Glühen im Penfieldrohr bestimmt.

Granate wurden an folgenden Proben chemisch analysiert:

- V Granat (Almandin) von Ostindien, Nr. 3510 Naturhistorisches Museum Bern.
- R Granat (Almandin), gleiche Probe wie V.
- 21 Granat (Pyrop) von Merowitz, Böhmen, Mineralogisches Institut Bern.
- 22 Granat (Pyrop) von Merowitz, Böhmen, Mineralogisches Institut Bern.

Die Analysen R und V stammen von derselben Probe, die rote und violette Granate enthielt. Die Farbe konnte auch am Einzelkorn von rot nach violett übergehen. Für die Analysen wurden homogen rote und homogen violette Granate ausgelesen. Die Resultate sind in Tab. 2 zusammengestellt.

Tabelle 2: *Chemische Analysen der Granate als Standards für die Elektronenmikrosonde (in Gew.-%)*

	R	V	21	22
SiO ₂	39,0	38,2	41,3	42,4
Al ₂ O ₃	21,8	21,0	20,8	20,3
Cr ₂ O ₃	0,3	0,2	2,3	2,3
Fe ₂ O ₃	1,0	2,3	1,3	4,2
FeO	25,5	30,9	7,3	4,9
MgO	7,5	5,6	19,9	19,9
MnO	0,7	0,2	0,3	0,3
CaO	3,6	1,2	4,8	4,6
Na ₂ O	0,4	< 0,1	< 0,1	< 0,1
K ₂ O	0,05	0,04	0,04	0,02
TiO ₂	0,1	0,1	0,6	0,5
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,1	0,1
H ₂ O	0,3	0,4	0,2	0,2
	100,35	100,34	98,94	99,72

Herkunft der Proben: siehe Text.

Granatanalysen sind stets mit Schwierigkeiten im Aufschliessen verbunden. Auch ist die Bestimmung des FeO noch nicht befriedigend. An den Proben 21 und 22 hat Herr Prof. Dr. H. Schwander (Basel) einen Cr₂O₃-Gehalt von 2,3% bestimmt. Dieses Chrom hat offenbar die SiO₂- und Al₂O₃-Bestimmung gestört. Die entsprechenden Werte sind daher unsicher. Die übrigen Analysenwerte wurden von Prof. Schwander auch spektrographisch kontrolliert, wobei sich eine gute Übereinstimmung ergab.

An einer *Kalksilikatfels-Linse* wurden fünf Analysen nach der gleichen Methode gemacht. Die Resultate und die Beschreibung der Proben finden sich auf S. 116. Der dort in beträchtlichen Mengen auftretende Graphit wurde als Rückstand aus den Aufschlüssen mit Flusssäure und Perchlorsäure nach mehrmaligem Abdampfen eingewogen. Dieser Rückstand wurde auch unter dem Mikroskop kontrolliert, wobei die Verunreinigungen nicht mehr als 10% betrugen.

2. Analysen auf der Elektronenmikrosonde

Auf der Elektronenmikrosonde wurden 15 Granate aus verschiedenen Gesteinen analysiert. Als Standards dienten die vier nasschemisch analysierten Granate und eine Probe von Demantoid, die T. PETERS (1963, p. 564) analysiert hat. Alle Standardproben zeigten, wie aus Messungen an mehreren Punkten der Proben hervorging, homogene Elementverteilung. Profile wurden nicht gemacht.

Die zusammen mit Herrn G. Burri durchgeführten Analysen erfolgten auf der Elektronenmikrosonde vom Typ Cameca (Paris). Je 4 Proben in Form von Gesteinsanschliffen wurden so zugeschnitten, dass zugleich 8 Granate auf den gleichen Probhalter – zusammen mit den Standardproben – montiert werden konnten.

Die verschiedenen Elemente wurden bei folgenden Kathodenspannungen in Kilovolt gemessen: bei 17,5 kV: Si, Al, Mg, Ca; bei 25 kV: Fe, Ti, Mn, Cr. Beim Messvorgang wurden immer drei verschiedene Punkte eines Granatkorns gemessen. Es war dadurch eine Kontrolle der Homogenität möglich. Die Mehrzahl der Granate waren im gemessenen Bereich homogen. Inhomogene Proben sind in den Tab. 3 und 11 vermerkt. Die erhaltenen Messresultate wurden nach R. THEISEN (1965) korrigiert und auf die Oxyde umgerechnet.

Da die analysierten Granate chemisch sehr unterschiedlich zusammengesetzt waren und nur die fünf genannten Standards zur Verfügung standen, deren Chemismus besonders von jenem aus den Kalksilikatfels-Einschlüssen abweicht, konnten keine sehr genauen Resultate erwartet werden.

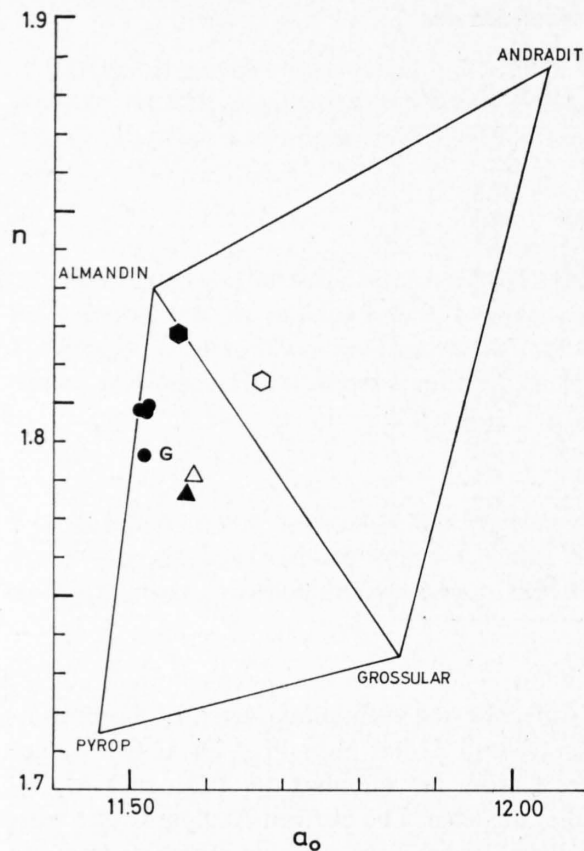


Fig. 4: Lage der Granate aus verschiedenen Gesteinen im Diagramm nach H. WINCHELL (1958).

(n = Lichtbrechung, a_0 = Gitterkonstante)

- Weisses Dreieck = aus hypersthenführendem Quarzdiorit
- Schwarzes Dreieck = aus Biotit-Hornblendeeproxenit
- Schwarze Kreise = aus Paragneisen
- Weisses Sechseck = aus Granat-Turmalinpegmatit
- Schwarzes Sechseck = aus pegmatoider Zwickelfüllung bei Kalksilikatfels
- G = aus hypersthenführendem Granat-Biotit-Alkalifeldspatfels

Tabelle 3: Analysen von Granaten aus Paragneisen und ihrer Einschlüsse sowie von Pegmatiten auf der Elektronenmikrosonde (Gitterkonstante und Lichtbrechung der Granate)

	DNC 1125	DNC 1133	DNC 1136	DNC 1137	DNC 1300 _a *)
a_0	$11,524 \pm 0,002$	$11,585 \pm 0,004$	$11,578 \pm 0,005$	$11,564 \pm 0,003$	$11,672 \pm 0,07$
n	1,796–1,801	1,778–1,780	1,772–1,779	1,815–1,820	1,803–1,808
SiO ₂	42,2	39,5	40,0	37,9	38,7
Al ₂ O ₃	23,8	19,8	21,9	20,6	23,0
FeO _{tot.}	26,0	24,8	22,4	26,8	32,5
MnO	0,6	1,4	0,7	11,3	2,0
MgO	7,0	3,7	7,7	1,6	3,5
CaO	1,5	9,6	6,0	1,7	1,1
Total	101,1	98,8	98,7	99,9	100,8

*) Inhomogener Granat

- DNC 1125 Granat aus hypersthenführendem Granat-Biotit-Alkalifeldspatfels (Stollen Nalps–Curnera, 1125 m ab Nalps).
- DNC 1133 Granat aus hypersthenführendem Quarzdiorit (Stollen Nalps–Curnera, 1133 m ab Nalps).
- DNC 1136 Granat aus Biotit-Hornblendeeproxenit (Stollen Nalps–Curnera, 1136 m ab Nalps).
- DNC 1137 Granat aus Granat-Turmalinpegmatit (Stollen Nalps–Curnera, 1137 m ab Nalps).
- DNC 1300_a Granat aus pegmatoider Zwickelfüllung bei einer Kalksilikatfels-Linse (Stollen Nalps–Curnera, 1300 m ab Nalps).

Die in den Tab.3 und 11 zusammengestellten Resultate sind vor allem für SiO₂ und Al₂O₃ mit Vorsicht aufzunehmen. Die Analysen vermögen, wenn auch nicht ein sehr genaues, so doch ein anschauliches Bild über die Zusammensetzung der Granate aus verschiedenen Gesteinen zu vermitteln.

3. Zu den Isotopen-Altersbestimmungen

Es war naheliegend, aus den vielen Neuaufschlüssen der Stollen frische Proben für Isotopen-Altersbestimmungen zu entnehmen. An 6 Proben habe ich im Mineralogischen Institut Mineralkonzentrate für Altersbestimmungen aufbereitet. Die Gesteine stammen aus zwei Komplexen im Druckstollen Nalps–Curnera, und zwar

- a) aus einem Komplex, bestehend aus einer in Disthen-Sillimanitgneis eingeschlossenen, hypersthenführenden Quarzdiorit-Linse, die ihrerseits eine Biotit-Hornblendeproxenit-Scholle einschliesst, sowie von einem Muskovitpegmatit in dessen Nähe.
- b) aus einer Biotit-Amphibolit-Linse, die in Biotit-Hornblende-Andesingneis eingeschlossen ist.

Von allen 6 Proben wurden die Biotite nach der in H.M. WÜTHRICH (1965) beschriebenen Methode aufbereitet. Ferner wurden durch Schweretrennungen und magnetische Trennung die Zirkone angereichert.

An den Biotiten führte Fräulein Prof. Dr. E. Jäger Isotopenmessungen durch, die in A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) vorpubliziert wurden. An den Zirkonpräparaten machte Herr B. Grauert U–Pb-Altersbestimmungen, die in B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) vorpubliziert sind.

Die Resultate der Altersbestimmungen werden im Verlauf der Ausführungen diskutiert.

I. TEIL

Die Gesteine der Region Nalps–Curnera und ihre Metamorphose

I. Einleitung

Die in der Region der Stauanlagen Nalps und Curnera in Stollen und an der Oberfläche auftretenden Gesteine umfassen alle Typen, die E. NIGGLI (1944) aus dem nordöstlichen Gotthardmassiv beschrieben hat. Eine Übersicht über deren Verteilung gibt die Übersichtskizze, Fig. 5. Zusätzlich dazu wurden jedoch einige neue Gesteinstypen gefunden. Die Gesteine können wie folgt gegliedert werden:

1. Paragneise
2. Glimmer-Plagioklasgneise vom Typus Piz Paradis (Paradis-Gneise)
3. Streifengneise und Mischgneise
4. Vorherzynische, teilweise syngenetische Einschlüsse der Gneise
5. Pegmatite, pegmatoide Gesteine und Quarzgänge
6. Intermediäre Gänge
7. Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen

Diese Einteilung beruht weitgehend auf genetischen Gesichtspunkten und auf der Alterseinteilung, wie sie auf S. 12ff. besprochen wurden. Die Gruppen 1 bis 4 gehören zum herzynisch vergneisten Komplex des Altkristallins. Die Gruppe 5 ist in ihrem Alter unsicher und gehört teilweise zu herzynischen bis vorherzynischen, teilweise zu jungherzynischen Bildungen. Die Gruppe 6 kann ohne weiteres aus feldgeologischen Gründen zu den jungherzynischen Gesteinen gerechnet werden. Die Gruppe 7 schliesslich kann auf Grund ihrer Gefüge und Mineralbestände als alpine Umbildung prätriadischer Gesteine betrachtet werden.

E. NIGGLI (1944) hat die Gesteine wie folgt gegliedert:

- a) Gneise und ihre syngenetischen Einlagerungen (Amphibolite, Quarzite, Kalksilikatfelse und Phyllite)
- b) Pegmatite und Quarzgänge
- c) Diorite und Quarzdiorite
- d) Intermediäre Ganggesteine

Neben der Zusammenfassung aller Gneise unterscheidet sich seine Einteilung durch die Zuordnung der Phyllite zu den syngenetischen Einlagerungen und durch die Abtrennung der Diorite und Quarzdiorite von diesen Einlagerungen. Die Bildung der Phyllite kann aber ohne weiteres als Produkt der alpinen Tektonometamorphose betrachtet werden. Es können dabei auch jungherzynische Gesteine erfasst werden, die zu den Gneisen keine genetische Beziehung haben. Eine Abtrennung der Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen dient deshalb der Verständlichkeit. Ferner sind alle in dieser Arbeit beschriebenen Quarzdiorite und Diorite eindeutig herzynisch überarbeitet worden. Sie sind deshalb bei den vorherzynischen, teilweise syngenetischen Einschlüssen, obwohl sie primär von den Gneisen verschieden sind, eher am Platze. Diese Zuordnung gilt nur für die hier beschriebenen Diorite und nicht etwa für die von E. NIGGLI (1948) aus dem Gebiet des Rossbodenstockes, westlich des Arbeitsgebietes, beschriebenen Quarzdiorite.

Bei der nun folgenden Gesteinsbeschreibung muss berücksichtigt werden, dass ein besonderes Gewicht auf die temporären Aufschlüsse der Kraftwerkanlagen gelegt wurde. Ferner wurde ein spezielles Augenmerk auf die verschiedenen Metamorphosen und die zeitlichen Mineralabfolgen in den Gesteinen gerichtet. Dadurch werden zwar untergeordnete, aber differenzierbare Mineralabfolgen zeigende Gesteine einen wichtigeren Platz einnehmen als in grossen Mengen auftretende, aber einheitliche Gesteine.

Zur Aufteilung der Mineralbestände in Mineralgenerationen

Den Leser mag es zunächst erstaunen, dass im folgenden schon bei der Beschreibung der Gesteine und Mineralien meistens mehrere Mineralgenerationen unterschieden werden, ohne dass dies in jedem Fall eingehend begründet wird.

Bei Feldbeobachtungen kann oft festgestellt werden, dass in Gneisen mit konserviertem, voralpinem Gefüge Linseneinschlüsse wie Kalksilikatfelse oder Diorite auftreten, die randlich in das Gneisgefüge übergehen, die aber im Innern vorwiegend massig sind. Solche Einschlüsse müssen älter sein als das umgebende Gneisgefüge; aber auch ihr Interngefüge, das von jenem der Gneise abweicht, muss älter sein als jenes der Gneise. An den Übergängen solcher Gesteine in die Gneise kann beobachtet werden, dass manche Mineralien unter Einregelung in das Gneisgefüge umgewandelt werden, dass somit auch die Mineralien der massigen Einschlüsse älter sind als das Gneisgefüge. Bei diesen Übergängen kann auch beobachtet werden, dass z. B. Granat seine Form und seine Einschlüsse behält (während die übrigen Mineralien vollständig umgewandelt werden und neu in das Gneisgefüge eingeregelt werden) und dass er nur passiv im Gneisgefüge gedreht erscheint. Er bildet im Gneis ein Relikt eines älteren Gefüges. An solchen Übergängen soll die Abfolge der Mineralparagenesen im Kapitel zu den Metamorphosen und ihrer Abfolge auf S. 75 ff. eingehend begründet werden.

In Kenntnis dieser Übergänge ist es nun schon möglich, auch bei der Beschreibung der Gesteine Relikte und somit ältere Mineralgenerationen zu erkennen. Die Einteilung in verschiedene Generationen wird, um eine klarere Beschreibung geben zu können, etwas vorweggenommen.

Als erste Mineralgeneration bezeichne ich immer die älteste heute noch erkennbare Mineralgeneration, die nicht unbedingt die älteste Mineralgeneration des Gesteins überhaupt sein muss. Solche können ja durch die Metamorphose ganz verschwinden.

Ferner soll nicht gesagt werden, dass ein Mineral der ersten Generation unverändert bis heute erhalten blieb. Es hat seine Mineralart bewahrt, aber Umwandlungen wie z. B. die Ausscheidung von Sagenit in Biotiten oder die Bildung von Zoisit in Plagioklas sind durchaus vorhanden.

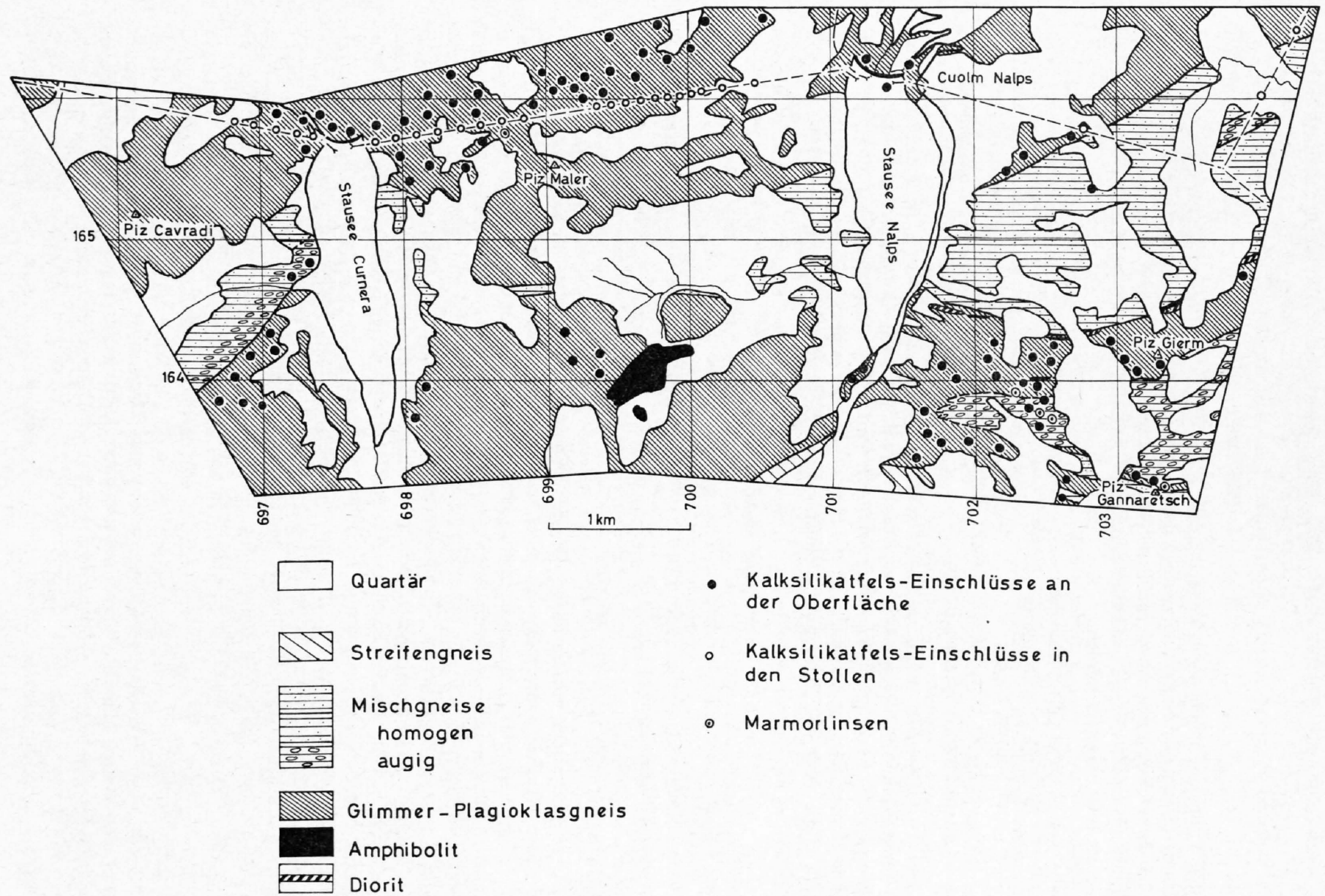


Fig. 5: Vereinfachte petrographische Übersichtskizze über das Arbeitsgebiet.

II. Die Paragneise

1. Einleitung

Die Paragneise nehmen den weitaus grössten Teil der im Feld angetroffenen Gesteine ein. Die Stollen der Staumauer Nalps und westlich davon sowie die Staumauerfundamente Nalps und Curnera haben mit Ausnahme einiger Mischgneiseinlagerungen ausschliesslich Paragneise mit verschiedenen Einschlüssen erschlossen. Die Paragneise können nach E. NIGGLI (1944) und ergänzt durch eigene Funde wie folgt eingeteilt werden:

- a) Albit-Oligoklasgneise
- b) Andesin-Labradorgneise
- c) Sillimanitgneise
- d) Hypersthenführende Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse
- e) Disthen-Sillimanitgneise

Neu im Gebiet angetroffen wurden die Disthen-Sillimanitgneise und die hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse. Die letzteren werden zu dieser Gruppe gezählt, weil ihr Zusammenhang mit den Paragneisen, wie später begründet wird (S.83), offensichtlich ist.

Die Verbreitung der verschiedenen Gneistypen ist sehr unterschiedlich. Die Albit-Oligoklasgneise und die Andesin-Labradorgneise bilden grosse Komplexe. Die übrigen werden nur vereinzelt gefunden.

2. Die Albit-Oligoklasgneise

a) Vorkommen

Die Albit-Oligoklasgneise bilden den Haupttyp der Paragneise des Untersuchungsgebietes. Sie bilden etwa 80% der Paragneise.

b) Makroskopische Beschreibung

In Oberflächenaufschlüssen bilden die Albit-Oligoklasgneise plattige bis bankige, braun anwitternde Gesteine, die bei zunehmender, alpiner Verschieferung zu schiefrigen Typen überleiten. In frischen Aufschlüssen und in Stollen handelt es sich um graue bis grauschwarze Gesteine. Oft sind sie gebändert. Mit Ausnahme der feinkörnigen, hornfelsartigen Typen zeigen sie schon makroskopisch eine ausgezeichnete Kristallisationsschieferung. Auf den S-Flächen erkennt man die braunen Biotite und die Muskovite, die beide die S-Flächen meistens bedecken. Erst im Querbruch erkennt man die hellen Gemengteile. Es treten auch schon, makroskopisch erkennbar, recht verschiedene Varietäten auf. Es finden sich Biotitgneise, Biotit-Muskovitgneise, granatführende Biotitgneise oder Biotit-Muskovitgneise und schliesslich feinkörnige, hornfelsartige Gneise.

Im Makrogefüge fällt meistens die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung auf. Mit ihr gekoppelt sind nicht selten mehrere Lineare. Auffallend ist auch oft das flach nach SE oder flach nach SW einfallende Streifenlinear. Diese offenbar herzynischen Gefügeelemente werden durch junge, alpine S-Flächen mit dem steilen Striemungslinear überprägt. Diese alpinen Gefügeelemente treten sehr selektiv auf. Werden sie eng geschart, leiten sie zu den alpinen Scherzonen über.

c) Mikroskopische Beschreibung

Mindestens drei verschiedene Mineralgenerationen können unter dem Mikroskop erkannt werden, wobei aber noch ältere Relikte wahrscheinlich sind. Die zweite, meistens die Hauptparagenese bildende Generation besteht aus folgenden Mineralien (in Volumenprozenten):

Quarz	20-50	Biotit	5-45
Albit-Oligoklas	15-40	Muskovit	0-15

Daneben können aber die Mineralien der dritten Generation, bestehend aus Quarz, Albit, Chlorit, Sericit, Epidot und Calcit, zu Hauptgemengteilen werden.

Als Nebengemengteile finden sich Graphit, Titanit, Apatit, Zirkon, Erzminerale und seltener Orthit.

Quarz tritt vorwiegend in der zweiten und dritten Generation auf. In zweiter Generation bildet er sehr oft undulös auslöschende, xenomorphe, rundliche oder verzahnte Körner von ca. 0,1–1 mm Grösse. Diese Körner ordnen sich oft gruppenweise zu spindeligen oder stengeligen Aggregaten an. Nicht selten sind ferner runde Quarzeinschlüsse in Plagioklas und Granat. Auch graphische Verwachsungen mit Biotit konnten beobachtet werden. In dritter Generation bildet er feinkörnige, kataklastische Pflaster, die aus eckigen, ca. 0,1 mm grossen Körnern bestehen. Diese kataklastischen Pflaster erscheinen immer bei starker alpiner Überprägung.

Plagioklas, der in der Regel in zweiter Generation 0,5–1 mm gross ist, enthält zwischen 5% und 30% Anorthit. Er bildet bei xenomorpher Korngestalt vorwiegend Albitzwillinge und untergeordnet Periklinzwillinge. Nicht selten zeigt er schwach inversen Zonarbau. Dieser kann jedoch teilweise durch retrograde Zoisitbildung im Kern oder durch undulöse Auslöschung vorgetauscht werden. In dritter Generation wird er meistens retrograd zu Zoisit und Sericit umgewandelt. Er kann aber auch als Albit, zusammen mit Quarz, in den kataklastischen Pflastern auftreten.

Biotit tritt auch in der zweiten und dritten Generation auf. In zweiter Generation ordnet er sich meistens streng in Lagen oder um die spindeligen Quarz- und Plagioklasaggregate ein. Er bildet bis mehrere Millimeter grosse, gelbbraune Plättchen, die sehr reich an Sagenit-, Titanit-, und Ilmeniteinschlüssen sind. Der Sagenit und der Ilmenit treten bevorzugt im Innern der Biotitplättchen, der Titanit am Rande derselben auf. In dritter Generation entwickelt er feinschuppige, einschliessarme bis einschliessfreie Aggregate. Nicht selten bilden solche Biotitschuppen zusammen mit Chloritschuppen die Korngrenzen der Quarzkörner innerhalb der kataklastischen Pflaster. Er findet sich fast immer zusammen mit Chlorit.

Muskovit tritt in zweiter Generation stets zusammen mit Biotit auf. Er bildet oft mehrere Millimeter grosse Plättchen, die parallel zum Biotit eingeregelt sind. Der Muskovitgehalt der Paragneise nimmt im N-S-Profil der Region Nalps und Curnera von Süden nach Norden gegen die Urseren-Zone hin zu. Er kann dort den Biotitgehalt auch übertreffen. In dritter Generation tritt er vorwiegend als Sericit in Plagioklasen und durch retrograde Umwandlung anderer Mineralien auf. Er kann auch in dritter Generation durch Sammelkristallisation grössere Plättchen bilden.

Chlorit findet sich nur in dritter Generation. Er tritt in zwei Varietäten auf: in Plättchen mit anomal stahlblauen Interferenzfarben mit positiver Elongation und in Plättchen mit olivgrauen bis olivbraunen Interferenzfarben und negativer Elongation. Die zweite Varietät ist viel häufiger. Er bildet sich oft direkt aus Biotit der zweiten Generation und ist mit diesem spessig parallelverwachsen.

Granat kann bis mehrere Zentimeter grosse Körner bilden. Er ist makroskopisch tiefrot bis rotviolett. Wie aus Tab. 3 und Fig. 4 hervorgeht, ist es ein Almandin mit ca. 10% Pyropkomponente. Wie weiter unten (S. 82) noch gezeigt wird, muss ein Teil des Granats vor der zweiten Generation, also in erster Generation entstanden sein. Die grossen Granate bilden dann im Hauptgefüge Relikte einer ersten Mineralgeneration. Er enthält dann als typische Einschlüsse rundliche Quarze und grössere Biotitplättchen. Oft wird jedoch auch er retrograd zu Biotit und Chlorit umgewandelt.

Calcit tritt nur in dritter Generation, und dort bevorzugt an Klüftchen und alpinen S-Flächen, auf.

Nebengemengteile: Unter den Nebengemengteilen ist hier erstmals *Graphit* erkannt worden (S. 17). Er bildet bis zu 0,5 mm grosse Aggregate mit charakteristischen, russartig ausgeschmierten Rändern. Nur selten lassen sich unter 0,1 mm grosse, hexagonale Plättchen identifizieren. *Titanit* tritt sowohl als Ausscheidung im Biotit wie in kleinen rundlichen Körnern allgemein auf. *Apatit* erreicht nicht selten Korngrössen bis zu 0,5 mm. *Epidot* und *Zoisit* treten vorwiegend in umgewandelten Plagioklasen auf. *Epidot* kann aber auch mit Glimmern vergesellschaftet sein. Der *Zirkon* der Albit-Oligoklasgneise ist stets feinkörnig und meistens gerundet. Die *Erzminerale* wurden nicht weiter bestimmt. Sie dürften aber zum grösseren Teil aus Pyrit und Magnetkies bestehen.

d) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Die Granatrelikte mit ihren Einschlüssen von rundlich-buchtigen Quarzkörnern und Biotiten sind die ältesten erkennbaren Mineralien, die vor der beschriebenen zweiten Generation gebildet wurden. Sie stellen *vorherzynische* Relikte dar und sind die Vertreter einer *ersten Mineralgeneration*.

Die *zweite Mineralgeneration*, bestehend aus Quarz, Albit-Oligoklas, Biotit, \pm Muskovit, \pm Granat, bildet den Hauptmineralbestand der Albit-Oligoklasgneise. Sie baut ein grano-lepidoblastisches Gefüge auf. Die Glimmer sind entlang den voralpinen S-Flächen und teilweise entlang dem Streifenlinear eingeregelt. Die verzahnten Quarz- und Plagioklasplaster bilden Lagen oder sind zu Spindeln und Streifen entlang dem herzynischen Streifenlinear eingeordnet. Bei hornfelsartigen Typen ist diese Einregelung nur undeutlich erkennbar. Die Hauptmineralparagenese, bestehend aus Mineralien der zweiten Generation, die in herzynische Gefügeelemente eingeregelt sind, dürfte während der *herzynischen* Metamorphose entstanden sein. Mineralfazial gehört sie in die Almandin-Amphibolitfazies.

Die *dritte Mineralgeneration*, bestehend aus Chlorit, Quarz, Albit, Biotit, Sericit, Zoisit, Epidot und Calcit, gehört in die Grünschieferfazies. Die Mineralien treten vorwiegend entlang alpinen S-Flächen mit dem steilen Strömungslinear auf oder sind dort zumindest intensiver neu gebildet. Entlang diesen S-Flächen finden sich auch die kataklastischen Pflaster aus Quarz und Albit, zusammen mit Biotit und Chlorit. Die Chloritbildung setzt oft an solchen S-Flächen an, und Biotite der zweiten Generation werden zu Chlorit umgewandelt. Die dritte Generation gehört demnach zur *alpinen Metamorphose*.

3. Die Andesin-Labradorgneise

Die Bezeichnung «Andesinlabradorgneise» wurde von E. NIGGLI (1944) für diese Gneisgruppe eingeführt. Er nennt sie auch kurz «basische Gneise». Sie unterscheiden sich von den Albit-Oligoklasgneisen durch den basischeren Plagioklas. Auch der Pauschalchemismus ist nach E. NIGGLI (1944) von jenem der Albit-Oligoklasgneise dadurch verschieden, dass sie Ca-reicher und alkaliärmer sind. Sie nehmen nach ihm eine Zwischenstellung zwischen den Biotit-Paragneisen und den Amphiboliten ein.

Gesteine im Felde nach der Basizität der Plagioklase zu kartieren, ist ein schwieriges Unterfangen, wenn nicht andere Merkmale die Gesteine kennzeichnen. Das ist zwar der Fall für typische Andesin-Labradorgneise. Es treten aber häufig feinkörnige, hornfelsartige Typen sowie Übergangstypen zu Albit-Oligoklasgneisen oder zu Mischgneisen auf, die nur unter dem Mikroskop identifiziert werden können. Ferner wechsellagern sie oft mit den anderen Gneistypen. Deshalb konnte bisher keine klare Umgrenzung dieser Gneise kartiert werden. Wie bei E. NIGGLI (1944), so sind auch in dieser Arbeit auf Karten die Andesin-Labradorgneise nur mit Übersignaturen angegeben. Im Stollen konnte eine Abgrenzung auf Grund besonders günstiger Aufschlussverhältnisse einerseits und der Radioaktivitätsmessungen andererseits recht gut durchgeführt werden. Die Radioaktivität der Andesin-Labradorgneise beträgt etwa die Hälfte jener der Albit-Oligoklasgneise. Solche Messungen können nur ergänzend zu anderen Beobachtungen verwendet werden, nicht aber als Kartierungsgrundlage, zumal immer Ausnahmen auftreten.

a) Vorkommen

Die Andesin-Labradorgneise bilden keinen einheitlichen Gesteinszug; sie sind aber regional gehäuft. Im Stollen Nalps-Curnera wurden sie wechsellagernd mit Albit-Oligoklasgneisen angetroffen. An der Oberfläche sind sie aus der Region zwischen Nalps und Curnera bekannt. Sie setzen sich aber nach E. NIGGLI (1944) westlich des Arbeitsgebietes am Piz Cavradi, in der Kette des Six Madun und im Unteralptal fort.

b) Makroskopische Beschreibung

Die Andesin-Labradorgneise bilden meistens grobbankige, oft gebänderte, relativ helle Gesteinsmassen. Charakteristisch gegenüber den Albit-Oligoklasgneisen ist das häufige Auftreten von Hornblende, die oft bänderig angereichert ist, und der relativ hohe Gehalt an hellen Gemengteilen, besonders an Plagioklas. Nicht selten sind sie aber feinkörnig oder glimmerreicher und können dann im Feld kaum von den Albit-Oligoklasgneisen unterschieden werden. Ferner tritt oft bis mehrere Zentimeter grosser Granat auf.

Folgende Varietäten treten auf: Biotit-Andesingneise, Granat-Biotit-Andesingneise, Biotit-Hornblende-Andesingneise, Muskovit-Biotit-Andesingneise, alle mit Übergängen zu Labradorgneisen. Zwischen den einzelnen Typen herrschen Übergänge.

Im Makrogefüge lassen sich verschiedenaltige Elemente erkennen. Im Stollen Nalps-Curnera sind Übergänge von Andesin-Labradorgneisen zu Amphiboliten vorhanden. Die letzteren bilden oft linsenförmige Einlagerungen in den Gneisen. Die Gneise schmiegen sich diesen Linsen an, wobei der Rand der Amphibolitlinsen, mit ihrem oft massig-granoblastischen Gefüge, mit vergneist wird. Ferner treten, wie in den Albit-Oligoklasgneisen, Granate auf, an welche sich das Gneisgefüge anschmiegt. Das massig-granoblastische Gefüge der Amphibolite, das teilweise vergneist wird, sowie die

grossen Granate bilden die älteste Gefügegruppe. Die zweite Gruppe besteht aus der Hauptschieferung der Gneise parallel zur Bänderung, die oft mit dem Streifenlinear gekoppelt ist. Dieses Streifenlinear verleiht den Gneisen oft ein feinstreifiges Aussehen. Die dritte Gefügegruppe zeigt, mit einer Schieferung gekoppelt, das typische steile Striementslinear. Diese Gefügeelemente verschiedenen Alters müssen aber nicht alle in jedem Handstück auftreten. Die ältesten finden sich nur relik-tisch, und die jüngsten treten ebenfalls sehr selektiv auf.

c) Mikroskopische Beschreibung

Auch hier können unter dem Mikroskop drei verschiedene Mineralgenerationen unterschieden werden, wobei die erste nur noch relik-tisch vorhanden ist. Der Hauptmineralbestand, welcher der zweiten Mineralgeneration entspricht, besteht aus folgenden Mineralien, in Volumenprozenten abgeschätzt:

Quarz	10–50	Hornblende	0–60
Plagioklas	20–50	Granat	0–5
Biotit	10–30	Muskovit	0–10

Neben diesem Hauptmineralbestand können ältere Relikte auftreten, so Granat mit seinen Einschlüssen und Amphibole in massigen Linsen. Sie bilden Relikte einer ältesten erkennbaren, ersten Mineralgeneration. Die dritte Generation, deren Mineralien gelegentlich zu Hauptgemengteilen werden können, besteht aus Quarz, Albit, Biotit, Chlorit, Sericit, Epidot, Zoisit und Calcit.

Quarz tritt hauptsächlich in der zweiten und dritten Mineralgeneration auf. In erster Generation mögen die rundlichen Einschlüsse in Granaten entstanden sein. In zweiter Generation besteht er bei grobkörnigen Gneistypen aus 0,5–2 mm grossen Körnern, bei feinkörnigen Typen aus 0,1–0,5 mm grossen Körnern. Diese sind isometrisch bis länglich, verzahnt und löschen oft undulös aus. Die Kornaggregate sind in die Hauptschieferung oder in das Streifenlinear lagig oder streifig eingeregelt. Er tritt ferner in Form kleiner, rundlicher Körner als Einschluss in Plagioklas und Hornblende auf. Auch sind Korrosionserscheinungen an Hornblenden und Plagioklasen durch Quarz, recht häufig. In dritter Generation bildet er ähnliche kataklastische Pflaster wie in den Albit-Oligoklasgneisen.

Plagioklas wurde nur in der zweiten Mineralgeneration beobachtet. Er besteht aus 0,5–1 mm grossen, xenomorphen, oft jedoch isometrischen Körnern, die hauptsächlich nach dem Albitgesetz und untergeordnet nach dem Periklingesetz verzwilngt sind. Er enthält bei oft deutlich inversem Zonarbau 30% bis 50% Anorthit. Es ist also ein Andesin bis Labrador. Er kann auch feinkörnig granuliert Pflaster bilden. Ähnlich Quarz ist er in Lagen oder Streifen angeordnet. In der dritten Mineralgeneration wurde nur Umwandlung von Plagioklas zu Zoisit und Sericit beobachtet.

Biotit wird, mit Ausnahme von Einschlüssen in Granatrelikten, die zu einer ersten Generation gehören mögen, nur in der zweiten und dritten Generation beobachtet. In der zweiten Generation tritt er in 0,1–2 mm grossen Plättchen auf, die gelbbraunen zu tiefbraunen Pleochroismus besitzen. Die Einzelplättchen sind stets von einem Titanitsaum umgeben. Oft wird der Biotit in Chlorit umgewandelt. Die Chlorite durchwachsen dann die Biotite parallel und spiessig vom Rande her. Der Biotit der zweiten Mineralgeneration ist lagig oder parallel zur Streifung eingeregelt. In dritter Generation tritt Biotit in feinen Schüppchen von hell gelblichbrauner Farbe auf. Er unterscheidet sich von jenem der zweiten Generation durch seine hellere Farbe und durch seine Armut an Einschlüssen. Es kann jedoch nicht bei jedem Plättchen eindeutig gesagt werden, ob es zur zweiten oder dritten Generation gehört. Es fehlen in der dritten Generation auch die Titanitkränze.

Hornblende findet sich unter dem Mikroskop in 0,2–2 mm grossen, meist xenomorphen bis hypidiomorphen Körnern. In den Gneisen lassen sich nicht mehrere Generationen unterscheiden. Am Übergang linsiger Amphiboliteinschlüsse zum Gneis kann jedoch beobachtet werden, wie die Hornblende der Amphibolite durch Vergneisung zerkleinert wird. Diese Hornblende wird zur ersten Generation gehören. Folgende Eigenschaften wurden an der Hornblende bestimmt: X = hell gelblichgrün, Y = bräunlichgelb, Z = grün bis bläulichgrün, $2V_x = 72-80^\circ$, $Z \wedge c = 15-19^\circ$.

Auch die Hornblende regelt sich oft in die herzynische Schieferung und in das Streifenlinear ein. Bei starker retrograder Überprägung der Gneise wird sie in Chlorit und Biotit umgewandelt.

Granat kann bis zu mehrere Zentimeter grosse Körner bilden. Daneben finden sich kleine idiomorphe Körner nicht selten. Er tritt demnach wahrscheinlich in zwei Generationen auf. Die Granate der ersten Generation sind die grobkörnigen. Das Gneisgefüge, welches aus Mineralien der zweiten Generation besteht, schmiegt sich an die grossen Granate an. Nicht selten kann beobachtet werden, dass dieser Granat bei der Gneisbildung deformiert oder in der Gneismasse gedreht wurde. An Längs- und Querrissen dieser Granate kann sich in zweiter und dritter Generation feinschuppiger Biotit (oft grün) und Chlorit entwickeln. Der Granat entstand offensichtlich vor der Bildung der zweiten Mineralgeneration. In zweiter Generation bilden sich kleinkörnige Granate (vorwiegend in Plagioklas), die idiomorph sind und keine Deformationen zeigen.

Muskovit tritt nur selten als Hauptgemengteil auf, und zwar vor allem in den Übergängen zu Albit-Oligoklasgneisen. Er ist dort in der zweiten Mineralgeneration parallel zum Biotit eingeregelt und bildet bis 2 mm grosse Plättchen. In dritter Mineralgeneration tritt recht viel Sericit durch Umwandlung der Plagioklase auf. Es können sich dabei durch Sammelkristallisation auch grössere Plättchen bilden.

Chlorit wurde nur in dritter Mineralgeneration beobachtet. Er zeigt olivgraue bis olivbraune anomale Interferenzfarben und besitzt positive Elongation.

Calcit findet sich nur relativ feinkörnig in dritter Generation, und zwar entlang Rissen und S-Flächen oder in Plagioklasen.

Zoisit und *Epidot* finden sich in umgewandelten Plagioklasen und allgemein im Gefüge bei Mineralien der dritten Generation.

Die Nebengemengteile: *Apatit* bildet bis 0,5 mm grosse Stengel. *Zirkon* tritt meistens in kleinen rundlichen Körnern auf. *Graphit* ist hier viel seltener als in den Albit-Oligoklasgneisen. In einigen Proben tritt *Xenotim*, starke pleochroitische Höfe bildend, auf. Als Erzminerale finden sich vor allem *Pyrit*, *Magnetkies* und *Ilmenit* mit kelyphitischen Rändern. *Titanit* tritt neben den Kränzen um Biotit allgemein in Form kleiner rundlicher Körner auf.

d) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Die erste Mineralgeneration, welche in den Amphibolitlinsen mit vorwiegend granoblastischem Gefüge noch zum Teil erhalten ist, findet sich in den Andesin-Labradorgneisen nur noch reliktsch. Zu diesen Relikten gehört wahrscheinlich der grosse Granat mit seinen Einschlüssen von Quarz und teilweise Biotit. Diese Granate werden zum Teil eindeutig bei der Bildung der zweiten Mineralgeneration deformiert. Sie können deshalb *vorherzynisch* sein.

Die zweite Generation bildet den Hauptmineralbestand mit Quarz, Plagioklas (Andesin-Labrador), Biotit, Hornblende, Muskovit und Granat. Das Gefüge ist grano-lepidoblastisch bis granonematoblastisch. Die Einregelung der Plagioklas- und Quarzaggregate sowie der Biotite in das herzynische Streifenlinear zeigt, dass die zweite Mineralgeneration sehr wahrscheinlich *herzynisch* gebildet wurde. Die Mineralparagenesen entsprechen der Almandin-Amphibolitfazies.

Die dritte Mineralgeneration, die sehr selektiv ausgebildet ist, besteht aus Mineralien der Grünschieferfazies, wie Quarz, Chlorit, Biotit, Sericit, Epidot und Calcit. Sie zeigt eine eindeutige Abhängigkeit in ihrer Ausbildung von der alpinen Schieferung mit dem steilen Strömungslinear. Sie dürfte wohl *alpin* sein.

4. Die Sillimanitgneise (mit fibrolithischem Sillimanit)

a) Vorkommen

Sillimanitgneise wurden im NE Gotthardmassiv erstmals von E. NIGGLI (1944) aus dem Gebiet der Garvers da Nual¹⁾ nördlich des Piz Máler beschrieben. Der gleiche Gneistyp wurde nun auch im Druckstollen Nalps-Curnera (vom ca. 1155 m bis ca. 1500 m) angetroffen. An der Oberfläche wurden keine neuen Vorkommen beobachtet. Die Verbreitung dürfte jedoch viel grösser sein als beobachtet wurde, denn makroskopisch unterscheiden sie sich nicht wesentlich von den Albit-Oligoklasgneisen, wenn diese glimmerreich sind. Auch ist der Sillimanit oft ganz zu Sericit umgewandelt.

b) Makroskopische Beschreibung

Im Gesteinsverband unterscheidet sich der Sillimanitgneis nicht von den glimmerreichen Typen der Albit-Oligoklasgneise. Im Handstück ist es ein Biotitgneis bis Biotit-Muskovitgneis. Die S-Flächen werden stets ganz von Glimmermineralien bedeckt. Erst im Querbruch können die hellen Gemengteile hervortreten. Als Indiz für die Anwesenheit von Sillimanit mag der Glimmerreichtum und der nur undeutlich mit Mühe zwischen den Glimmermineralien erkennbare graue Filz dienen.

Im Makrogefüge fällt die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung mit dem ca. 30° nach WSW einfallenden, feinstreifigen Linear auf. Besonders bei glimmerärmeren Varietäten verleiht dieses Linear den Gneisen ein feinstreifiges Aussehen. Parallel zu diesem Linear bildet der Biotit zeilige Anreihungen und der graue sillimanitführende Filz lange Flatschen. In das Gefüge eingelagert erscheinen bis über 1 cm grosse, rote Granate. Auf den S-Flächen kann, besonders in der Nähe alpiner Scherzonen, auch das feine alpine Strömungslinear beobachtet werden.

Kalksilikatfels-Einschlüsse sind in diesem Gestein besonders häufig.

¹⁾ In E. NIGGLI (1944) Garves da Nual bezeichnet.

c) Mikroskopische Beschreibung

Das Hauptgefüge mit der namengebenden Paragenese besteht aus Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Sillimanit, Muskovit in folgenden Mengen (in Volumenprozenten abgeschätzt):

Quarz	25–40	Sillimanit	1–15
Plagioklas	20–35	Muskovit	0–15
Biotit	20–35		

Dieses Hauptgefüge schmiegt sich an die grossen Granatkörner an, die ihr eigenes Gefüge haben. Schliesslich bilden Sericit, Chlorit, Biotit, Quarz, Zoisit, Epidot und Calcit eine Paragenese, welche das Hauptgefüge überlagert.

Es können drei Generationen unterschieden werden:

1. Granatrelikte mit ihren Einschlüssen.
2. Das Hauptgefüge mit dem Hauptmineralbestand.
3. Ein jüngeres Gefüge, welches das Hauptgefüge überlagert und eine dritte Mineralgeneration enthält.

Quarz tritt in drei Generationen auf. In erster Generation bildet er rundliche Einschlüsse in den Granaten, zusammen mit Biotit. Er besitzt im gleichen Schliff eine oft deutlich gröbere Körnung als in der umgebenden Gneismasse. In zweiter Generation bildet er bis ca. 1 mm grosse, oft verzahnte Körner, die zu Aggregaten angeordnet sind. Diese Aggregate sind parallel zur Schieferung oder zur Streifung lagig oder spindelig gestreckt. In dritter Generation baut er feinkörnige kataklastische Pflaster entlang jungen S-Flächen auf, die aus eckigen bis 0,1 mm grossen Körnern bestehen.

Plagioklas wurde nur in der zweiten Mineralgeneration beobachtet. Er tritt in Form von 0,5–1 mm grossen, oft isometrischen, xenomorphen Körnern auf, die einen Anorthitgehalt von 20% bis 25% aufweisen. Er bildet vorwiegend Albitzwillinge und untergeordnet Periklinzwillinge. Oft ist er schwach invers zonar. Auch der Plagioklas bildet lagige bis spindelige Aggregate, die parallel zur Schieferung oder zum Streifenlinear gelängt sind. Er wird oft recht intensiv zu Zoisit und Sericit der dritten Mineralgeneration umgewandelt.

Biotit findet sich in drei Generationen. In erster Generation bildet er als Einschluss im Granat Plättchen von 0,1 bis 0,5 mm Grösse, die braungelben zu tiefbraunen Pleochroismus besitzen. Er ist oft eindeutig grobkörniger als der Biotit der zweiten Mineralgeneration in der Hauptparagenese. Ilmenit- und Sagenitausscheidung ist stets vorhanden. In zweiter Generation ist er zusammen mit Muskovit in das Hauptgefüge eingeregelt. Seine Grösse variiert zwischen 0,1 und 1–2 mm. Der Pleochroismus geht von blassgelbbraun zu tiefbraun. Auch hier wird Sagenit und Ilmenit ausgeschieden. In dritter Generation bildet er zusammen mit Chlorit feine Schuppen in den kataklastischen Pflastern. Umwandlungen von Biotit der zweiten Generation zu Chlorit entlang S-Flächen und Klüften sind sehr häufig.

Sillimanit wurde nur in der zweiten Mineralgeneration beobachtet. Er bildet die bekannten faserigen Bündel, die mehrere Millimeter lang werden und parallel zu den Glimmermineralien in die Hauptschieferung und in das Streifenlinear eingeregelt sind. Er ist stets mit den Glimmermineralien verwachsen. Sehr oft ist er stark zu Sericit umgewandelt. Das geht oft so weit, dass Sillimanit nur noch als Relikt im Kern solcher Sericitaggregate erkennbar ist oder überhaupt nicht mehr vorhanden ist. Seine ehemalige Anwesenheit äussert sich dann nur noch in pseudomorphen Sericitaggregaten.

Muskovit und *Sericit* finden sich in der zweiten und dritten Mineralgeneration. In zweiter Generation ist Muskovit parallel zum Biotit eingeregelt und besteht aus Plättchen in der gleichen Grössenordnung. In dritter Mineralgeneration baut Sericit die Nester auf, welche sich aus Sillimanit gebildet haben. Hier kann er bei Sammelkristallisation bis 1 mm grosse Plättchen bilden. Sericit tritt auch in den umgewandelten Plagioklasen auf.

Granat bildet die bis über 1 cm grossen Körner der ersten Mineralgeneration, welche Quarz und Biotit als Einschlüsse enthalten. Unter dem Mikroskop bildet er runde durchlöchernde Grosskörner, die bei einem schwachen Stich ins Rosa vorwiegend farblos sind. Diese Durchlöcherung gibt ihm oft ein siebartiges Aussehen. Die Einschlüsse aus Biotit und Quarz regeln sich nicht ein, sie bilden ein richtungsloses Gefüge. Im Hauptgefüge sind sie extern rotiert, wobei sich das Gneisgefüge an die Granatkörner anschmiegt. Das abweichende Interngefüge mit den Biotit- und Quarzeinschlüssen, welche oft grobkörniger sind als das umgebende Gneisgefüge, sprechen für die Bildung dieses Granats vor der Hauptparagenese der Sillimanitgneise. In zweiter Generation treten – vorwiegend zusammen mit Plagioklas – kleine um 0,1 mm grosse idiomorphe Granatkörner auf, die wohl zusammen mit dem Plagioklas in zweiter Mineralgeneration entstanden sein dürften.

Chlorit kann nur in der dritten Mineralgeneration beobachtet werden. Er bildet sich zu einem grossen Teil durch direkte Umwandlung aus Biotit. Der Biotit kann dabei ganz verschwinden, so dass nur die Sagenitgitter oder die Ilmenitplättchen den ehemaligen Biotit verraten. In feinen Schuppen gesellt er sich auch zum Biotit in den kataklastischen Quarzpflastern.

Nebengemengteile: *Zirkon* besteht aus kleinen, rundlichen Körnern, die im Biotit pleochroitische Höfe erzeugen. *Apatit* bildet rundliche Körner, die bis 0,5 mm gross werden können. Als Erzminerale wurden *Pyrit*, *Magnetkies* und *Ilmenit* beobachtet. *Rutil* bildet Sagenitgitter, *Turmalin* mit braungrünem und blaugrünem Pleochroismus kann im Granat beobachtet werden. Stets anwesend ist auch der *Graphit*, der die charakteristischen, ausgeschmierten Plättchen und Aggregate bildet.

d) *Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge*

Die drei Mineralgenerationen haben folgende zeitliche Abfolge und folgende Beziehungen zum Gefüge:

Die grossen Granate der *ersten Generation* besitzen ein vom Hauptgefüge des Gneises verschiedenes Gefüge, und ihre Einschlüsse von Quarz und Biotit sind von jenen des Hauptgefüges verschieden. Ferner zeigen sie, dass sie extern rotiert wurden und sich die Gneismasse an die Körner anschmiegt. Die Granate mit ihrem internen Gefüge wurden demnach vor dem Hauptgefüge der Gneise – und somit vor der zweiten Mineralgeneration – gebildet. Sie stellen wahrscheinlich vorherzynische Relikte dar.

Der Hauptmineralbestand baut die *zweite Mineralgeneration* mit dem herzynischen Gneisgefüge auf. Dieses Gneisgefüge zeigt nämlich die typische herzynische Streifung, in welche die Mineralien der Hauptparagenese eingeregelt sind. Die Mineralparagenese mit Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Sillimanit und Granat ist typisch für die Almandin–Amphibolitfazies. Das Hauptgefüge mit der zweiten Mineralgeneration ist mit grösster Wahrscheinlichkeit herzynisch.

Die Mineralien der *dritten Generation*, bestehend aus Chlorit, Quarz, Biotit, Sericit und Zoisit/Epidot, sind Bildungen der Grünschieferfazies. Ihre Beziehung zu den typischen alpinen Gefügeelementen kann direkt beobachtet werden. Wenn makroskopisch S-Flächen mit dem steilen Strömungslinear auftreten, können auch unter dem Mikroskop die kataklastischen Quarzpflaster und vermehrte Bildung der Mineralien der dritten Mineralgeneration beobachtet werden. Die dritte Mineralgeneration dürfte daher wenigstens teilweise alpin sein.

5. Die hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse

a) *Vorkommen*

Diese im Gotthardmassiv erstmals angetroffenen Gesteine wurden im Druckstollen Nalps–Curnera zwischen 970 und 975 m und zwischen 1070 und 1130 m durchfahren. Es sind bisher die einzigen Fundpunkte solcher Gesteine im Gotthardmassiv. Sie treten zusammen mit den Disthen-Sillimanitgneisen, Quarzdioriten und Ultrabasiten auf.

b) *Makroskopische Beschreibung*

Die Verbandsverhältnisse der Vorkommen bei 1070–1130 m sind in Fig. 18 (S. 77) dargestellt. Sie sind ähnlich wie das Vorkommen bei 970–975 m. Sie bilden relativ kleine, wenig über 10 m grosse, linsige Schollen, die von Disthen-Sillimanitgneisen umgeben sind. Es sind recht auffällige, rötlichbraune Gesteine, bei welchen sofort der Granatreichtum auffällt. Sie besitzen ein schlierig bänderiges Aussehen mit massigem Gefüge und enthalten recht zahlreiche Kalksilikatfels-Linsen, die vorwiegend grau, d. h. zoisitreich, sind.

Die Grenze zu den Disthen-Sillimanitgneisen sind nicht scharf. In einer einige Zentimeter bis einen Dezimeter breiten Zone wird der Granit-Biotit-Alkalifeldspatfels zunehmend vergneist. Aber auch im Innern der Gesteinskörper treten schmale vergneiste Zonen auf.

Im Handstück könnte er ohne weiteres mit einem Stronalith der Ivrea-Zone in den Südalpen verwechselt werden. Das Gefüge ist vorwiegend massig. Der Granat bildet lilafarbene bis 5 mm grosse rundliche Körner; der Biotit findet sich in dichten Massen, in welchen die einzelnen, braunen Biotitplättchen erkennbar sind. Gleichmässig verteilt oder lagig angereichert treten die blaugrauen Feldspäte und Quarz in Erscheinung. Der Hypersthen schliesslich bildet bis 5 mm grosse, dunkelbraune Körner.

Im Makrogefüge fällt sofort neben der schlierigen Bänderung der massige Charakter dieser Gesteine inmitten streng paralletexturierter Gneise auf. In diesem Gefüge treten Kalksilikatfelse auf, die bereits eine linsige Form besitzen, die also vor der Bildung des massigen Gefüges zu Linsen geformt wurden. Die randliche Vergneisung und die Vergneisung in schmalen Zonen innerhalb der massigen

Gesteine zeigen, dass nach der Bildung des Hauptgefüges eine Vergneisung stattgefunden hat. Die schlierigen Bänder werden zudem von den S-Flächen dieser Vergneisung teilweise diskordant durchsetzt.

Die vergneisten Zonen zeigen schon makroskopisch alle Merkmale der herzynischen Gneise. Sowohl die Kristallisationsschieferung wie das Streifenlinear sind vorhanden. Es kann also schon makroskopisch folgende Abfolge im Gefüge festgestellt werden:

1. die Bildung der Linsenform der Kalksilikatfels-Einschlüsse,
2. die Bildung des massigen Hauptgefüges,
3. die Vergneisung mit der Bildung herzynischer Gneisgefüge.

c) Mikroskopische Beschreibung

Unter dem Mikroskop konnten folgende Mineralien identifiziert werden: Quarz, Alkalifeldspat (Mikroklin), Plagioklas, Biotit, Granat, Hypersthen, Disthen, Sillimanit, Sericit, Chlorit, Zoisit, Klinozoisit und als Nebengemengteile: Graphit, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon und Erzminerale.

Auch hier können durch die Vergneisung und die damit verbundenen Mineralumwandlungen drei Mineralgenerationen unterschieden werden. Die erste bestreitet den Hauptmineralbestand, bestehend aus: Alkalifeldspat, Quarz, Plagioklas, Granat, Biotit und Hypersthen. Die zweite Mineralgeneration enthält: Quarz, Plagioklas, Biotit, Disthen, Sillimanit und etwas Granat. Die dritte Generation schliesslich, die nur untergeordnet auftritt, besteht aus: Sericit, Chlorit, Zoisit und Klinozoisit.

Der Hauptmineralbestand (erste und teilweise zweite Mineralgeneration) besteht aus folgenden Mineralien (in Volumenprozenten):

Quarz	25	Disthen/Sillimanit	3
Alkalifeldspat	40	Graphit	0,5
Granat	15	Rutil	1,5
Biotit	15	Hypersthen	ca. 1

Quarz wurde in erster und zweiter Generation beobachtet. In erster Generation besteht er im Mittel aus 0,5 bis 1 mm grossen Körnern mit buchtigen, gegenüber benachbarten Quarzkörnern schwach verzahnten Korngrenzen. Buchtige Verwachsung zeigt er gegen Alkalifeldspat, Granat, Hypersthen und, wenn vorhanden, gegen Plagioklas. Auch eingeschlossen in Granat bildet er rundliche buchtige Körner. Diese Verwachsungsart ist typisch für den Quarz der ersten Generation. In zweiter Generation tritt bei zunehmender Vergneisung des Quarzgefüges eine Zerlegung in feinkörnigere, verzahnte Kornaggregate auf, die sich als Ganzes in die S-Flächen einregeln. Auch die Einzelkörner werden dann oft in S gestreckt. Spindelig streifige Aggregate lassen sich ferner erkennen. Diese Eigenschaften lassen die zweite Generation gut von der ersten unterscheiden. Zusammen mit der zweiten Generation oder zwischen der ersten und zweiten Generation können Korrosionserscheinungen durch Quarz an Mineralien wie Granat, Biotit und Plagioklas beobachtet werden. Der Quarz kann dann mit Biotit graphische Implikationsgefüge bilden, wie dies in Fig. 9 (S. 56) zu sehen ist. Mit Plagioklas treten nicht selten myrmekitische Verwachsungen auf.

Alkalifeldspat wurde nur in der ersten Mineralgeneration beobachtet. Er bildet bis 1 mm grosse, mit Quarz buchtig verwachsene Körner. Der Quarz greift buchtig in den Alkalifeldspat hinein. Der Alkalifeldspat zeigt nicht selten Mikroklingitterung und perthitische Entmischung. Bei zunehmender Vergneisung wird er zunächst fleckig granuliert. Randlich entsteht dann saurer Plagioklas. Bei starker Vergneisung verschwindet er ganz zugunsten von Oligoklas, der dann feingranulierte Pflaster bildet. Parallel dazu nimmt auch der Biotitgehalt allgemein zu.

Plagioklas tritt in der ersten erkennbaren Generation in der homogenen Hauptmasse nicht auf. Er findet sich aber in hellen Schlieren und besteht dort aus bis 3 mm grossen, nach Albit und Periklin verzwillingten Oligoklasen. Antiperthite wurden nicht beobachtet. Meistens ist er schon teilweise, und zwar vom Korninnern nach aussen zunehmend, granuliert. In zweiter Mineralgeneration treten granuliert Plagioklase, deren Aggregate in die S-Flächen und in das Streifenlinear eingeregelt sind, auf. Diese bilden sich sowohl aus Alkalifeldspat wie aus Plagioklas.

Biotit findet sich in der ersten und zweiten Mineralgeneration. In erster Generation bildet er xenomorphe Paketchen oder Plättchen von 0,2 bis über 1 mm Grösse, wobei die mittlere Grösse 0,5 bis 1 mm beträgt. Er besitzt von hellgelbbraun zu tiefbraun gehenden Pleochroismus. Auffallend ist die sehr intensive Ausscheidung von Rutil und Titanit in feinsten Stengeln, die eine sehr intensive Bestäubung der Biotite bewirkt. Viele Biotite sind von Granatkränzen umgeben. In zweiter Generation bildet er feinschuppige Aggregate aus 0,1 bis 0,3 mm grossen Plättchen. Der Übergang von der ersten zur zweiten Biotitgeneration kann in Fig. 20 (S. 81) beobachtet werden. Der Biotit der ersten Generation lässt eine tektonische Beanspruchung daran erkennen, dass er oft auch quer zur Spaltbarkeit zerknittert ist, wie dies in Fig. 6 zu sehen ist. Bei zunehmender Vergneisung werden sie in kleinere Schuppen zerteilt, die sich in die neuen S-Flächen einordnen. Die Biotite der ersten Generation bleiben dabei nicht selten in Granatkörnern erhalten, wo sie oft grobkörniger sind als im vergneisten Hauptgefüge. Ferner finden sich Relikte

solcher Biotite im Bewegungsschatten von Granaten, wie dies Fig. 19 zeigt. Neben dieser Entstehungsart kann Biotit gleichzeitig aus Hypersthen oder Granat gebildet werden, wobei auch grüner Biotit auftritt. Teilweise mag er hier auch in dritter Generation gebildet worden sein.

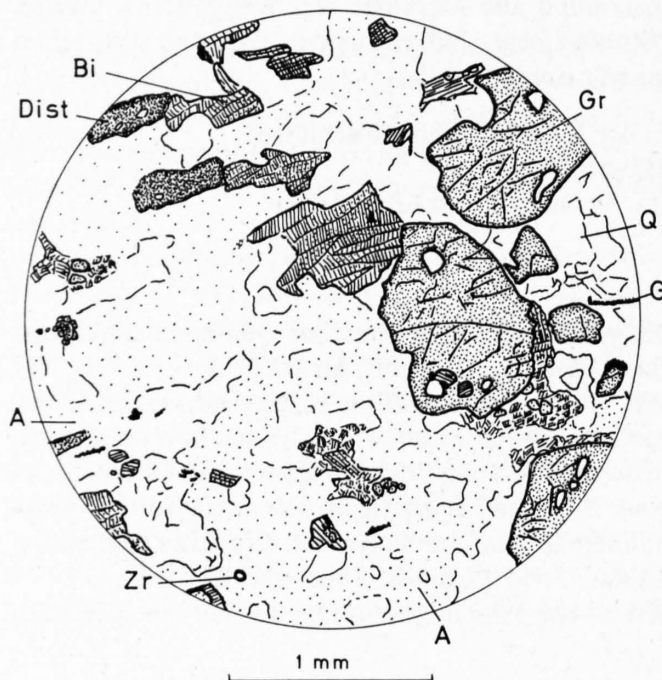


Fig. 6: Strukturbild aus den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen.

- A = Alkalifeldspat
- Bi = Biotit
- Dist = Disthen (feinkörnige Aggregate)
- G = Graphit
- Gr = Granat
- Q = Quarz
- Zr = Zirkon

Man beachte das granoblastische Gefüge mit Tendenz zu amöbenartiger Umgrenzung der Granate und Biotite. Ferner zeigen die Biotite eine Zerknitterung quer zur Plättchenebene, dies als Folge der herzynischen, tektonischen Beanspruchung.

Granat tritt in der ersten erkennbaren Generation in zwei verschiedenen Arten auf. Der bis 5 mm grosse *Granat*₁ ist der makroskopisch lilafarbene Granat. Unter dem Mikroskop bildet er praktisch farblose, rundliche Körner mit rundlichen Quarz- und Biotiteinschlüssen. Diese geben ihm oft eine amöben- bis skelettartige, charakteristische Form. Er enthält etwa 30% Pyropkomponente, wie dies aus Fig. 4 erkennbar ist. Der *Granat*₂ bildet Kränze um Biotit der ersten Generation. Sie bestehen aus Granatindividuen, die selten über 0,1 mm gross werden. Sie zeigen bevorzugt idiomorphe Ausbildung auf der dem Biotit abgewandten Seite, während die dem Biotit zugewandte Seite vorwiegend xenomorphe Grenzen hat. Auffallend ist, dass der *Granat*₂ wohl zwischen Biotit und Feldspat sich bildet, meistens jedoch nicht zwischen Biotit und Quarz. Offenbar handelt es sich um eine Reaktion zwischen Feldspat und Biotit, die bei der Besprechung zur Metamorphose (S. 75ff.) noch zur Sprache kommen wird.

Beide Granate sind vor der zweiten Mineralgeneration entstanden, denn die Granatkränze werden bei der Vergneisung, die zur Bildung der zweiten Generation wesentlich beiträgt, aufgesprengt und oft auch zu Disthen und Sillimanit umgewandelt. In zweiter Generation wird Granat nur relativ selten in Form kleiner, idiomorpher Körner neu gebildet.

Hypersthen tritt meistens vereinzelt, aber immer auf. Schon makroskopisch können die bis 5 mm grossen Hypersthenkörner erkannt werden. Sie sind dann dunkelbraun und in den hellen Bändern angereichert. Er zeigt folgenden Pleochroismus X = hell gelborange, Y = blassorange, Z = hell grauorange. Er bildet xenoblastische Körner, die sowohl Quarz wie Kalifeldspat-Einschlüsse enthalten. Diese Einschlüsse geben ihm, ähnlich dem *Granat*₁, eine amöben- bis skelettartige Form. Er wird nicht selten in blassgelben oder grünlichen Biotit umgewandelt. Er tritt ausschliesslich in der ersten Mineralgeneration auf.

Disthen und *Sillimanit* konnten in der ersten Mineralgeneration nicht nachgewiesen werden. Sie bilden sich in zweiter Generation teilweise aus dem *Granat*₂. Die in Fig. 6 erkennbaren, optisch nicht mehr bestimmbar pseudomorphen Aggregate bestehen, wie röntgenographisch nachgewiesen wurde, aus Disthen. Unter dem Mikroskop ist in diesen Aggregaten auch ein hell gelbbraunes Mineral, wahrscheinlich Biotit, zu sehen. Bei zunehmender Vergneisung bilden sich an gleicher Stelle feine Disthen- und Sillimanitstengel, die parallel zum Biotit eingeregelt sind und bis 0,3 mm lang werden. Beide Mineralien werden in der dritten Mineralgeneration zu Sericit umgewandelt.

Sericit findet sich nur in dritter Generation, und zwar vorwiegend durch Umwandlung aus Disthen und Sillimanit oder aus Plagioklas entstanden.

Chlorit bildet in der dritten Mineralgeneration feine Schuppen und Plättchen mit olivgrauer bis olivgrüner anomaler Doppelbrechung und positiver Elongation. Er entsteht weitgehend aus Biotit.

Nebengemengteile: Unter den Nebengemengteilen bilden Rutil und Graphit die häufigsten Mineralien. *Rutil* tritt in rundlichen, gelbbraunen bis braunen Körnern, meistens zusammen mit Biotit auf. *Graphit* bildet die typischen russartigen Aggregate. *Titanit* kann vorwiegend als Ausscheidung aus Biotit beobachtet werden. *Zirkon* kommt in rundlichen Körnern vor, die im Biotit pleochroitische Höfe erzeugen. Die Erzminerale wurden nicht weiter bestimmt.

d) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Die Mineralabfolge der hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse wird später auf S. 75 ff. noch ausführlicher besprochen. Das älteste Gefügerelikt stellt die Linsenform der Kalksilikatfels-Einschlüsse dar. Sie müssen ihre Form schon vor dem massig granoblastischen Gefüge der ersten Mineralgeneration erhalten haben.

Die *erste Mineralgeneration* entspricht dem makroskopisch erkennbaren, massigen Gefüge mit den schlierigen Bänderungen. Unter dem Mikroskop besitzt diese Mineralgeneration ein massig-granoblastisches Gefüge mit deutlicher Tendenz zu amöbenartiger Ausbildung der Einzelmineralien. Die Mineralparagenese enthält Quarz, Alkalifeldspat, Granat, Biotit, Plagioklas und Hypersthen als Hauptmineralien. Mineralfaziell gehört diese Assoziation, da sie Hypersthen führt, zur Granulitfazies (siehe hierzu S. 84). Sie zeigt eine grosse Ähnlichkeit mit den pyroxenhaltigen Stronalithen der Ivrea-Zone in den Südalpen (R. SCHMID 1967). Bei ihrer Vergneisung werden die Mineralien umgewandelt und eingeregelt in ein Gneisgefüge mit den typischen herzynischen Gefügeelementen. Die erste Mineralgeneration dürfte deshalb *vorherzynisch* sein. Eingehender wird auch hierüber auf S. 75 ff. berichtet. Zwischen der ersten und zweiten Mineralgeneration wurden die Granate₂ gebildet, die Kränze um Biotit aufbauen.

Die *zweite Mineralgeneration* ist in ihrer Ausbildung weitgehend an die Vergneisung gebunden. Die Übergänge werden später (S. 75 ff.) diskutiert. Die sich bildende Mineralparagenese aus Quarz, Oligoklas, Biotit, Disthen, Sillimanit und Granat gehört zur Almandin-Amphibolitfazies. Die Mineralien sind in die herzynischen Gneisgefüge mit dem typischen Streifenlinear eingeregelt. Die zweite Mineralgeneration dürfte bei der herzynischen Metamorphose (siehe S. 85) gebildet worden sein. Sie leitet über zu den Disthen-Sillimanitgneisen.

Die *dritte Mineralgeneration* mit Chlorit, Sericit, Zoisit und Epidot gehört zur Grünschieferfazies. Sie wird sich bei der endherzynischen Abkühlung und vor allem bei der alpinen Metamorphose gebildet haben.

Die hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse sind also in Granulitfazies geprägte Gesteine, wahrscheinlich vorherzynischen Alters, die zwei jüngere Metamorphosen, eine herzynische und eine alpine, erlebt haben.

6. Die Disthen-Sillimanitgneise

a) Vorkommen

Disthen-Sillimanitgneise sind im Gotthardmassiv neu. Sie wurden im Druckstollen Nalps-Cur-nera zwischen 900 und 1150 m durchfahren. Sie wechsellagern dort teilweise mit Andesin-Labradorgneisen. Im Gesteinsverband treten sie zusammen mit hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen, mit Dioriten und Ultrabasiten auf. Sie enthalten zahlreiche Kalksilikatfels-Einschlüsse.

b) Makroskopische Beschreibung

Im Aufschluss bilden sie plattige Gneise, die sich wenig von den Albit-Oligoklasgneisen und von den Sillimanitgneisen unterscheiden. Sie sind teilweise schwach bänderig und streifig.

Im Handstück sind es nach den S-Flächen spaltende, ziemlich feinkörnige Gneise, in welche oft lilafarbene, bis mehrere Zentimeter grosse Granate eingestreut sind. Auf dem Hauptbruch erkennt man feinblättrigen Biotit, der entlang dem Streifenlinear zeilig angeordnet erscheint. Die ganze S-Fläche wird sehr oft von Biotit ganz bedeckt. Lagig oder streifig treten im Querbruch die hellen Gemengteile hervor.

Im Makrogefüge fällt die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung auf, die fast immer auch eine Streifung zeigt. In die Streifung sind die hellen Gemengteile sowie der Biotit zeilig eingeordnet. Die Streifung fällt hier mit ca. 30° nach SW ein. Oft ist parallel zu den genannten S-Flächen oder in spittem Winkel dazu die alpine Schieferung mit dem steilen Strömungslinear zu erkennen.

c) Mikroskopische Beschreibung

Unter dem Mikroskop wurden folgende Mineralien bestimmt: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Disthen, Sillimanit, Granat, Sericit, Chlorit, Epidot und als Nebengemengteile: Graphit, Rutil, Zirkon, Apatit, Titanit und Erzminerale. Diese Mineralien treten in drei verschiedenen Generationen auf.

Die erste Generation ist nur reliktsch vorhanden. Sie besteht aus den grossen Granatkörnern, was später noch begründet wird. Die zweite Generation baut den Hauptmineralbestand mit Quarz, Plagioklas, Biotit, Disthen, Sillimanit und etwas Granat auf. Die dritte Generation besteht aus Sericit, Chlorit, Epidot und Calcit.

In der Hauptparagenese wurde folgender Mineralbestand in Volumenprozenten bestimmt:

Quarz	28	Biotit	36
Plagioklas	25	Disthen/Sillimanit	11
Dazu können noch 1 bis ca. 10% Granat kommen.			

Quarz kann in drei Generationen beobachtet werden. In erster Generation bildet er die rundlichen Quarzeinschlüsse in den grossen Granatkörnern, die zusammen mit Biotit auftreten. Sie unterscheiden sich im Gefüge nicht von jenen aus den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen. In der zweiten Mineralgeneration bildet er lagige oder spindelige Aggregate, die in die Gneisschieferung oder in die Streifung des Hauptgefüges eingeordnet sind. Die Korngrössen der oft selbst parallel zur Streifung gelängten Körner liegen zwischen 0,1 und 1 mm, wobei Grössen von 0,1 bis 0,3 mm am häufigsten sind. Die Einzelkörner sind im Gegensatz zu jenen der ersten Generation sehr stark verzahnt. Der Quarz kann auch myrmekitisch mit Plagioklas verwachsen sein. In dritter Generation tritt er nur bei alpin überprägten Typen in kataklastischen Pflastern auf.

Plagioklas wurde nur in der zweiten erkennbaren Generation beobachtet. Er baut dort die typischen Plagioklasplaster auf, wie sie auch bei der Vergneisung der hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse auftreten. Diese Pflaster bestehen aus 0,1 bis 0,3 mm grossen isometrischen Körnern. Diese enthalten bei oft schwach invers zonarem Bau 20% bis 30% Anorthit. In diesen Pflastern treten auch Myrmekite auf. Die Plagioklasplaster bilden lagige oder spindelige, oft gelängte Aggregate, die parallel zum Streifenlinear eingeregelt sind. Sie unterscheiden sich nicht von jenen der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse.

Biotit tritt in drei Mineralgenerationen auf. In der ersten erkennbaren Generation tritt er in grossen Granatkörnern auf. Er bildet dort homogene, bis 1 mm grosse Plättchen mit gelbbraunem Pleochroismus. Im gleichen Schliff ist er oft viel grobkörniger als der Biotit der Gneissmasse. Er enthält zahlreiche Sagenit- und Ilmeniteinschlüsse. Durch seine Korngrösse und sein Auftreten zusammen mit dem rundlichen Quarz unterscheidet er sich vom Biotit der zweiten Mineralgeneration. In zweiter Generation bildet er die in das Streifenlinear und in die Schieferung eingeregelt schuppigen Aggregate, die aus 0,1 bis 1 mm grossen Biotitschuppen bestehen. Sie besitzen oft einen deutlich helleren Pleochroismus als die Biotite der ersten Mineralgeneration und enthalten auch weniger Ilmenit- und Sageniteinschlüsse.

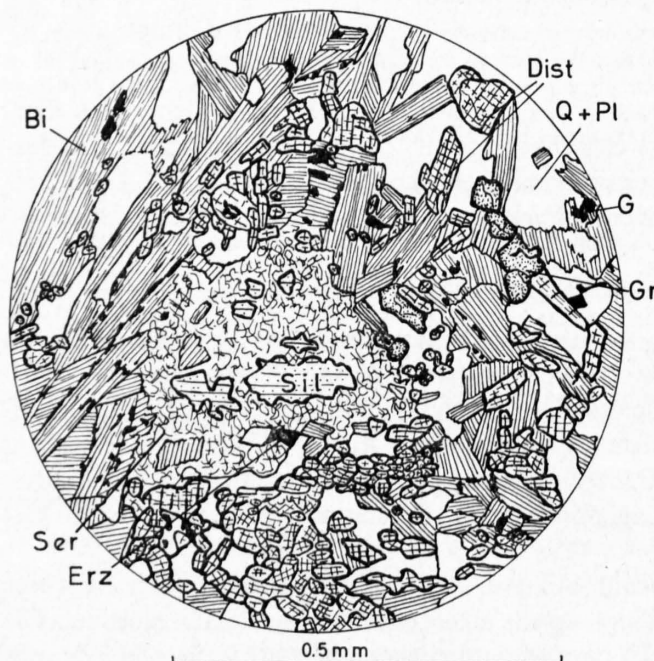


Fig. 7: Gefügebild aus dem Disthen-Sillimanitgneis.

- Bi = Biotit
- Dist = Disthen
- G = Graphit
- Gr = Granat
- Pl = Plagioklas
- Q = Quarz
- Ser = Sericit
- Sil = Sillimanit

Die von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) untersuchten Biotite mit Rb-Sr-Alterswerten von 54 ± 9 Mio. Jahren stammen zum grössten Teil aus dieser Generation. Sie geben ein Mischalter zwischen voralpinen und alpinen Werten, was ihre voralpine Entstehung bekräftigt. In dritter Generation findet er sich zusammen mit Chlorit in feinsten Schuppen.

Disthen und *Sillimanit* treten immer zusammen auf. Sie finden sich in Nestern, die parallel zum Streifenlinear eingeregelt sind. Abgesehen von der etwas gröberen Körnung unterscheiden sie sich nicht von jenen aus den vergneisten Zonen der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse. *Disthen* besteht aus kleinen Stengeln, die selten mehr als 0,1 mm dick werden. Seine charakteristische Spaltbarkeit kann oft beobachtet werden. In Schnitten quer zu den Stengeln oder auch quer zur Streifung der Gneise zeigen sich runde isometrische Körner, die oft von Sericit umgeben sind. *Sillimanit* ist prismatisch ausgebildet. Er wird bis 0,2 mm dick und bis ca. 1 mm lang. Senkrecht zum Streifenlinear der Gneise zeigt er charakteristische rautenförmige Querschnitte mit schöner Spaltbarkeit nach (1 0 0).

Ein Gefügebild mit beiden Mineralien in charakteristischer Ausbildung zeigt Fig. 7. Meistens sind beide Mineralien sehr stark retrograd zu Sericit als Mineral der dritten Generation umgewandelt. Es entstehen dann Sericitnester, die nur noch Relikte der beiden Mineralien enthalten. Oft verraten nur solche Sericitnester die ehemalige Anwesenheit von *Disthen* und *Sillimanit*.

Granat findet sich in zwei Mineralgenerationen. In der ersten erkennbaren Generation besteht er aus Körnern, die bis mehrere Zentimeter gross werden können. Unter dem Mikroskop tritt er in Form rundlicher, praktisch farbloser bis blass rötlicher Körner auf. Sie enthalten stets grosse Einschlüsse von rundlich-buchtigen Quarzkörnern und Biotitplättchen, was ihnen oft ein skelettartiges Aussehen verleiht. Das Hauptgefüge der *Disthen-Sillimanitgneise* schmiegt sich an diese Granatkörner an, die oft extern rotiert sind. Nicht selten treten in den Bewegungsschatten der Granate noch Biotite auf, die grösser sind als jene des Gneisgefüges und den in den Granat eingeschlossenen Körnern entsprechen. Die Granate enthalten auch hier ein Interngefüge, das vom Gefüge der Gneismasse verschieden ist und sich nicht vom Gefüge in den Granaten der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse unterscheidet.

Die tektonische Beanspruchung der Granate bei der Bildung der zweiten Mineralgeneration kann nicht selten aus den in solchen Granaten sich bildenden Längs- und Querrissen ersehen werden. Manche Körner sind auch deutlich gelängt oder bei der Drehung in der Hauptmasse etwas deformiert. Diese Granate stellen offensichtlich zusammen mit ihren Einschlüssen und den Biotiten in ihrem Bewegungsschatten Relikte dar, die vor der Bildung des Gneisgefüges bereits vorhanden waren.

Neben den grossen Granaten treten zusammen mit *Disthen* und *Sillimanit* um 0,1 mm grosse, teilweise idiomorphe Granate in Gruppen auf. Teilweise dürften dies Reste der Granate, der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse sein, aus welchen sich dort *Disthen* und *Sillimanit* bilden. Teilweise dürfte er, besonders die idiomorphen Körner, in zweiter Generation rekristallisiert sein.

Muskovit und *Sericit* finden sich nur in der dritten Mineralgeneration. *Sericit* entsteht hier immer aus *Disthen* und *Sillimanit* durch retrograde Umwandlung. In diesen Nestern aus *Sericit* können durch Sammelkristallisation auch grössere *Muskovitplättchen* entstehen. Ferner kann *Sericit* in umgewandelten Plagioklasen zusammen mit *Zoisit* und *Klinozoisit* auftreten.

Chlorit ist ein Mineral der dritten Mineralgeneration. Er bildet sich meistens direkt aus Biotit, dessen Form er oft annimmt. Er ist optisch positiv bei anomal grauolivener Interferenzfarben.

Nebengemengteile: *Graphit* ist der häufigste Nebengemengteil und bildet die bekannten ausgeschmierten Aggregate. *Apatit* bildet rundliche Körner. *Rutil* und *Ilmenit* treten vorwiegend als Ausscheidungen im Biotit auf. Der *Zirkon* wurde für Altersbestimmungen aus einer Probe aufbereitet. Er besteht zu über 90% aus gerundeten Körnern. Dadurch unterscheidet er sich scharf von den im gleichen Gesteinsverband auftretenden Zirkonen der Diorite und Ultrabasite.

d) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Die Mineralabfolge zeigt grosse Analogien zu der Mineralabfolge in den Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen. Der wesentliche Unterschied besteht darin, dass hier die zweite Mineralgeneration, die der zweiten Mineralgeneration der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse entspricht, das Hauptgefüge aufbaut. Hierüber mehr auf S. 75ff.

Als *erste erkennbare Mineralgeneration*, deren Gefüge sich in gleicher Weise in den Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen findet, treten die grossen Granate mit ihrem Interngefüge auf. Die amöbenartige Struktur wie auch die rundlichen Quarz- und Biotiteinschlüsse sind in den Granaten beider Gesteine praktisch gleich ausgebildet. Die grossen Granate der *Disthen-Sillimanitgneise* dürften deshalb Relikte sein, die dem *vorherzynischen* Hauptgefüge der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse altersmässig entsprechen.

Die *zweite Mineralgeneration* baut das Hauptgefüge der *Disthen-Sillimanitgneise* auf. Dieses Hauptgefüge unterscheidet sich nicht von jenem der vergneisten Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse. Auch die Mineralparagenese ist gleich. Mineralfazial entspricht sie der *Almandin-Amphibolitfazies*. Sie zeigen die typischen herzynischen Gefügeelemente; sie dürften deshalb im Gefüge *herzynisch* neugeprägt und zum grössten Teil rekristallisiert sein.

Die *dritte Mineralgeneration* ist auch in den *Disthen-Sillimanitgneisen* nur untergeordnet vorhanden. Der *Chlorit* bildet sich deutlich entlang alpinen S-Flächen. Auch die Umwandlung der Plagio-

klase und der Disthen-Sillimanithaufen ist entlang jungen S-Flächen viel intensiver. Die dritte Generation, die der Grünschieferfazies entspricht, dürfte mindestens zum grösseren Teil *alpin* gebildet worden sein.

7. Alter, Genese und Metamorphosen der Paragneise

a) *Alter und primäre Entstehung*

Die Paragneise des nordöstlichen Gotthardmassivs werden mit wenigen Ausnahmen von allen Autoren als die älteste Gneissserie des Massivs betrachtet. E. NIGGLI (1944) macht eine Ausnahme für einen Teil der dem Permokarbon der Urseren-Zone direkt südlich vorgelagerten Zone von Paraschiefern, die er als nachstreifengneissisch betrachtet. Wir werden auf diese Gesteine noch später (S. 66 ff.) zurückkommen. Ich betrachte alle Paragneise meines Arbeitsgebietes als ursprünglich vorherzynisch und vorstreifengneissisch gebildete Gesteine.

Die *sedimentogene Entstehung* kann ausser aus dem Chemismus der Paragneise, welcher nach E. NIGGLI (1944) für eine sandig-tonige Serie mit mergeligen und kalkigen Zwischenlagerungen spricht, durch folgende Argumente bekräftigt werden:

- a) Als weit verbreitetes, akzessorisches Mineral enthalten die Paragneise im Gegensatz zu den Dioriten und Orthogneisen Graphit, der in gleicher Weise auch in den Kalksilikatfels-Einschlüssen sicherer sedimentärer Entstehung auftritt. Er dürfte zum Teil aus ursprünglichem, organischem Material entstanden sein.
- b) Bei den zahlreichen und in den Paragneisen sehr verbreitet auftretenden Kalksilikatfels-Einschlüssen wurden an einigen Stellen primäre Sedimentschichtungen nachgewiesen (siehe II. Teil). Diese Einschlüsse sind zudem oft lagig angereicht, so dass ein primär sedimentärer Zusammenhang zwischen den heutigen Einschlüssen und den heutigen Paragneisen sehr wahrscheinlich ist. Sie deuten auf klastische Sedimentation in bewegtem Wasser hin.
- c) Die bis jetzt untersuchten Zirkone der Paragneise sind zum weitaus grössten Teil gerundet.

Dass die oft beobachtbare feinaugig-lagige Struktur ein Abbild primär grobsandiger Strukturen sein kann, wie dies E. NIGGLI (1944) noch für möglich hält, kann nach mindestens drei Metamorphosen mit intensiver Durchbewegung wohl verneint werden.

Das *primäre Sedimentationsalter* muss älter sein als die vorherzynische Metamorphose, die nach B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) ein altpaläozoisches (kaledonisches) Alter von rund 450 Mio. Jahren ergibt. Andererseits bestimmte M. GRÜNENFELDER (1964) U-Pb-Alter an Zirkonen der Gurschen-Gneise südlich Hospenthal. Er erhielt Alterswerte, die auf ein Mindestalter der Zirkone von 1000–1200 Mio. Jahren schliessen lassen. Nach der gleichen Methode fanden B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) Mindestalter von 1500 Mio. Jahren für die älteste Zirkonfraktion unserer Disthen-Sillimanitgneise. Das Entstehungsalter, wenigstens eines Teils der Paragneise, muss älter sein als 450 Mio. Jahre und gleichalt oder jünger als 1500 Mio. Jahre. Es liegt zwischen rund 450 und rund 1500 Mio. Jahren.

Das von R. STAUB (1948) angenommene präkambrische Alter der Grundgebirge der Alpen und das präkambrische Entstehungsalter eines Teils der Paragesteine des Gotthardmassivs nach H. R. STEIGER (1962) liegt durchaus im Bereich der Möglichkeit.

Die heutigen Paragneise unseres Gebietes dürften deshalb zu präkambrischer oder altpaläozoischer Zeit als sandig-tonige Sedimente und Arkosen mit mergeligen und kalkigen Zwischenlagen abgelagert worden sein.

b) *Abfolge der Metamorphosen*

Einen Überblick über die Abfolge der Mineralparagenesen und Gefüge der Paragneise aus dem Arbeitsgebiet gibt Tab. 4. Die dort unterschiedenen, vorherzynischen, herzynischen und alpinen Mineralparagenesen und Gefüge werden auf Grund der in den Vorbemerkungen (S. 12 ff.) erwähnten Kriterien altersmässig eingeordnet. Eine eingehendere Begründung zum Nachweis dieser metamorphen

Tabelle 4: *Abfolge der metamorphen Mineralbildungen und Gefüge in den Paragneisen (kursiv sind die Hauptparagenesen, die heute vorhanden sind)*

Alter Mineralfazies Gefüge- merkmale	Abfolge der Mineralien und Mineralbildungen				
	Albit-Oligoklas- gneise	Andesin- Labradorgneise	Sillimanitgneise	hypersthen- führende Granat-Biotit- Alkalifeldspatfelse	Disthen- Sillimanitgneise
vorherzynisch , teilw. Granu- litfazies bänderig, massig, grano- blastisch; Relikte	Granatrelikte; mit Quarz- und Biotiteinschlüssen	Granatrelikte; Amphibolitlinsen mit vorwiegend granoblastischem Gefüge	Granatrelikte; mit Quarz- und Biotiteinschlüssen	<i>Alkalifeldspat</i> <i>Quarz</i> <i>Plagioklas</i> <i>Biotit</i> (<i>Hypersthen</i>) (<i>Rutil</i>) (<i>Graphit</i>)	Granatrelikte; mit Biotit- und Quarz- einschlüssen
herzynisch , Almandin- Amphibolit- fazies herzynische Kristallisations- schieferung, Streifenlinear	<i>Quarz</i> <i>Albit-Oligoklas</i> <i>Biotit</i> <i>Muskovit</i> (<i>Granat</i>) (<i>Graphit</i>)	<i>Quarz</i> <i>Andesin-Labrador</i> <i>Biotit</i> <i>Hornblende</i> <i>Granat</i> <i>Muskovit</i> (+ <i>Graphit</i>)	<i>Quarz</i> <i>Plagioklas</i> <i>Biotit</i> <i>Sillimanit</i> <i>Muskovit</i> (<i>Graphit</i>) <i>Granat</i>	<i>Quarz</i> <i>Plagioklas</i> <i>Biotit</i> <i>Disthen</i> <i>Sillimanit</i> <i>Granat</i> In vergneisten Partien	<i>Quarz</i> <i>Oligoklas</i> <i>Biotit</i> <i>Disthen</i> <i>Sillimanit</i> + <i>Granat</i> (<i>Graphit</i>)
alpin , Grünschiefer- fazies steiles Strie- mungslinear	Bildung von Sericit und Zoisit aus Plagioklas, Chlorit aus Biotit, kataklastische Pflaster von Quarz und teilweise Albit. Allgemeine retrograde Umwandlung teilweise endherzynisch?				

Abfolge folgt im Kapitel zur Metamorphose S. 75ff. Es genüge hier, die Abfolge und Mineralfazien zu nennen.

Eine *vorherzynische Metamorphose* ist in den Paragneisen aus Mineral- und Gesteinsrelikten nachweisbar. Ein fast vollständig konserviertes vorherzynisches (kaledonisches) Gefüge besitzen die hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse, die aus Mineralparagenesen der *Granulitfazies* bestehen. Das Gefüge ist vorwiegend massig und granoblastisch. Dieses Gefüge wird eindeutig durch die herzynische Metamorphose überprägt, und dessen Mineralien werden retrograd umgewandelt.

Relikte vorherzynischer Mineralien bilden ferner die häufigen Granatrelikte der Paragneise, die schon von H. M. HUBER (1943) als vorstreifengneiseische Relikte betrachtet wurden.

Die *herzynischen Mineralparagenesen* bauen den Hauptmineralbestand und das Hauptgefüge der meisten Paragneise auf. Sie gehören mineralfaziell zur *Almandin-Amphibolitfazies*. Das Gefüge zeigt die charakteristische Kristallisationsschieferung, die oft mit dem herzynischen Streifenlinear gekoppelt ist. Quarz und Plagioklas (der letztere oft granuliert) bilden in das Streifenlinear eingeregelter stengelige Aggregate. Disthen und Sillimanit sowie die Glimmer ordnen sich oft parallel zu diesem Linear ein. Der Übergang der vorherzynischen Gefüge und Mineralparagenesen in die herzynischen wird im Kapitel zur Metamorphose S. 75ff. anhand von Beispielen verschiedener Gesteine noch Schritt für Schritt gezeigt. Die herzynischen Gefüge und Mineralparagenesen sind danach zum Teil durch retrograde Metamorphose aus vorherzynischen entstanden.

Die *alpinen Mineralparagenesen* finden sich mit sehr selektiver Intensität in allen Gesteinstypen entwickelt. Dort, wo makroskopisch die typischen alpinen S-Flächen mit dem steilen Striemungslinear beobachtet werden, sind auch die Mineralien der *Grünschieferfazies* wie Quarz (kataklastische Pflaster), Albit, Chlorit, Biotit, Sericit, Zoisit, Epidot und Calcit vermehrt anwesend. Zunächst entsteht entlang solcher S-Flächen sowie entlang feiner Klüfte Chlorit aus Biotit, und die Plagioklase

werden umgewandelt zu Sericit und Zoisit. Häufen sich diese S-Flächen, entstehen die kataklastischen Pflaster aus Quarz und teilweise Albit, die zwischen den Körnern eingelagert feine Biotit- und Chloritschuppen enthalten. Dabei wird auch Calcit und Epidot gebildet. Bei intensiver Entwicklung entstehen die Gesteine der alpinen Scherzonen (siehe S. 66ff.). Neben diesen vorwiegend an die alpinen S-Flächen gebundenen Umwandlungen können jedoch teilweise recht intensive retrograde Umwandlungen beobachtet werden, deren Zusammenhang mit der alpinen Deformation nicht offensichtlich ist. Es mag sich dabei auch teilweise um retrograde Umwandlung bei der endherzynischen Abkühlung handeln.

III. Die Glimmer-Plagioklasgneise vom Typus Piz Paradis (Paradis-Gneise)

Die Bezeichnung «Gneise vom Typus Piz Paradis» oder auch kurz «Paradisgneise» wurde von H. M. HUBER (1943) für die am Piz Paradis in typischer Ausbildung anstehenden Glimmer-Plagioklasgneise eingeführt. Er betrachtet sie als Paragneise, die vom Streifengneis-Magma her leicht alkalisiert wurden. Die bei meinen Feldarbeiten gemachten Beobachtungen, ergänzt durch einige Dünnschliffuntersuchungen, rechtfertigen die Abtrennung des Paradis-Gneises von den übrigen Gneisen, obwohl diesen Gesteinen nicht die für eine umfassende Untersuchung und Interpretation nötige Aufmerksamkeit geschenkt werden konnte.

a) *Vorkommen*

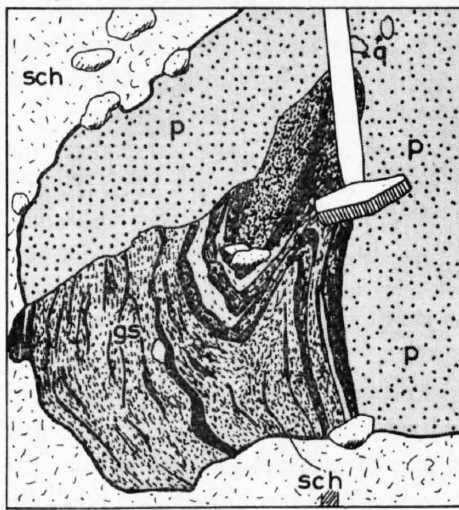
Der Glimmer-Plagioklasgneis vom Typus Piz Paradis wurde von mir nicht in Stollen beobachtet. Er baut jedoch in typischer Ausbildung den Klotz des Piz Paradis zwischen der Val Nalps und der Val Curnera auf. Nach Osten zieht er über die Val Nalps zum Gletscher da Gannaretsch, wo er teilweise durch die Grobaugengneise abgelöst wird. Er bildet dann die Masse des Piz Gierm und konnte auf Begehungen bis zur Fuorcla da Puozas westlich der Alp Gannaretsch in der Val Medel verfolgt werden. Westlich setzt er sich an der Westflanke der Val Curnera weiter fort. Er bildet grob gesehen den Gneiszug zwischen den Streifengneisen im Süden und den homogenen Mischgneisen im Norden. Seine Grenzen konnten jedoch im Rahmen dieser Arbeit noch nicht auskartiert werden, besonders gegen die Paragneise hin. Er ist in geschieferter Form auch schwer von den übrigen Glimmer-Plagioklasgneisen zu unterscheiden. In den Kartenbeilagen sind daher die Grenzen des Paradis-Gneises mit Vorsicht zu betrachten.

Interessant ist auch festzustellen, dass den Paradis-Gneisen entsprechende Gesteine auch im südlichen Gotthardmassiv auftreten. Anlässlich einer Exkursion des Mineralogisch-petrographischen Institutes Bern konnte ich beobachten, dass der Schmitzengneis der Giubine-Serie von H. R. STEIGER (1962) den Paradis-Gneisen zum Verwechseln ähnlich ist, auch was seine vielen Einschlüsse angeht.

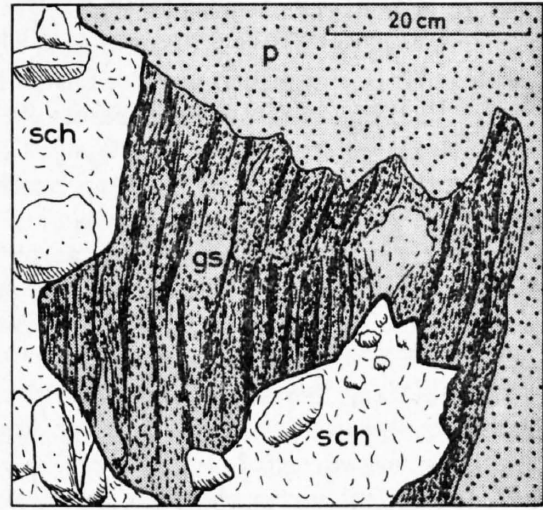
b) *Makroskopische Beschreibung*

Die Glimmer-Plagioklasgneise vom Typus Piz Paradis sind oft recht massig aussehende Gneise, bei welchen makroskopisch die feinen Augen aus Plagioklas oder Quarz sich von den fleckigen Glimmermineralien recht gut abheben. Sie enthalten zahlreiche Gneisschollen, Quarzknollen, biotitreiche Schollen, amphibolitische Schollen, Kalksilikatfelse und seltener Marmorlinsen als Einschlüsse.

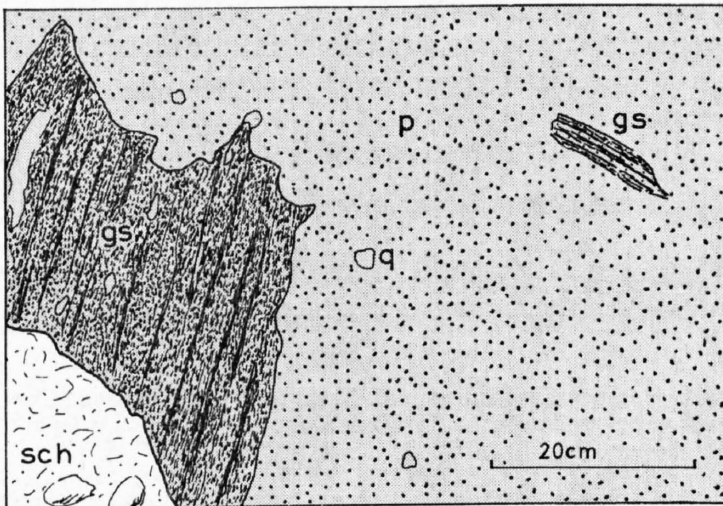
Die Grenze zu den übrigen Gneisen, die nur teilweise verfolgt werden konnte, ist besonders zu den Augengneisen des Piz Gannaretsch hin gut aufgeschlossen. Einerseits herrschen dort allmähliche Übergänge vor, wobei mitten in den Paradis-Gneisen plötzlich Kalifeldspat-Augen (Blasten) auftreten, die gegen die Augengneismasse hin zahlreicher werdend in diese überleiten. Andererseits treten zwi-



a



b



c

Fig. 8: Gneisschollen als Einschlüsse im Paradis-Gneis. a) N vom Gletscher da Tuma, b) und c) Plaunca Liunga, E Stausee Curnera.

gs = Gneisschollen
p = Paradis-Gneis
q = Quarzknollen
sch = Schutt

schen beiden Gesteinen scharfe migmatische Kontakte auf. Es konnten dabei Augengneisgänge in Paradis-Gneisen beobachtet werden, wobei beide Gesteine nachträglich herzynisch überprägt sind. Der Kontakt zu den Mischgneisen ist weitgehend tektonisch überarbeitet. In der Grenzzone treten dort, wie aus der petrographischen Skizze des Staubeckens Nalps ersichtlich ist, langgezogene Linsen von Amphibolit und Diorit sowie seltener Marmor-Strahlsteinlinsen auf.

Das auffallendste und zugleich charakteristische Merkmal der Paradis-Gneise stellen die zahlreichen Scholleneinschlüsse dar. Am häufigsten sind zentimeter- bis dezimetergrosse Quarzknollen. Diese rundlichen Knollen gehen über in flachlinsige und bänderige Gebilde, wenn die herzynische Vergneisung intensiv ist. Ähnliche Formen zeigen die biotitreichen und die amphibolitischen Einschlüsse. Auch sie gehen bei starker Vergneisung in langgezogene Schmitzen und Bänder über.

Am eindrucklichsten sind jedoch die Gneisschollen. Drei Beispiele zeigt Fig. 8. Sie treten besonders zahlreich nördlich des Piz Paradis und an der Ostflanke der Val Curnera auf. Ihre Grösse variiert von einigen Zentimetern bis zu einigen Metern. Sie bestehen vorwiegend aus gebänderten und nicht selten gefältelten Gneisen, die oft scharfe Konturen besitzen. Wie aus Fig. 8 recht schön ersichtlich ist, zeigen die Schollen besonders quer zur Bänderung konkave Einbuchtungen. Diese deuten auf Resorption hin. Nicht selten finden sich auch Schollen mit diffuser Umgrenzung, wobei die Paradis-Gneise um diese Schollen schlierig sind. Nahe beieinander auftretende Schollen können ferner gegen-

einander gedreht sein. Auch hier wird die umgebende Gesteinsmasse schlierig. Die Schollen zeigen Erscheinungen, die ein typisches Bild einer mit Schollen gespickten mobilen Masse ergeben, wobei die Schollen teilweise resorbiert werden. Die mobile Masse besteht aus dem typischen Paradis-Gneis.

Die Kalksilikatfels-Einschlüsse treten in gleicher Ausbildung auf wie in den Paragneisen.

Im Makrogefüge fällt der oft massige Charakter auf. Obwohl bei genauem Hinsehen immer eine Paralleltexur festgestellt werden kann, zerfällt er unter dem Hammer nicht mehr nach S-Flächen, sondern beliebig. Im Aufschluss hat man auf den ersten Blick oft den Eindruck eines absolut massigen Gesteins. Er besitzt dann ein körniges porphyrisches Gefüge mit Quarz und teilweise eckigem Plagioklas als Einsprenglingen. Als Gefüge-Anisotropien sind aber oft auch schlierige Bänderungen vorhanden. Diese Ausbildung zeigt der Paradis-Gneis arealweise am Osthang der Val Curnera, nördlich des Piz Paradis und am Piz Gierm.

Weite Areale, besonders an der Ostflanke der Val Nalps, sind durchwegs vergneist. Die Scholleneinschlüsse werden dabei in die Länge gestreckt und erhalten linsige bis bänderige Formen. Die Paradis-Gneismasse erhält eine ausgezeichnete Kristallisationsschieferung. Auch kann man das herzynische Streifenlinear beobachten. Ihr massiges Gefüge behalten nur noch Einschlüsse, wie Kalksilikatfelse oder manche Amphibolite. Die Gneismasse schmiegt sich an diese Einschlüsse an.

Die alpine Schieferung kann vor allem entlang der Scherzonen beobachtet werden.

Es können demnach schon makroskopisch drei unterschiedliche Gefüge beobachtet werden: ein wahrscheinlich vorherzynisches, vorwiegend massiges Gefüge, ein wahrscheinlich herzynisches Gneisgefüge mit dem Streifenlinear und ein alpines Gefüge entlang überprägter Scherzonen.

c) Mikroskopische Beschreibung

Aus den wenigen Dünnschliffen kann nicht ein allgemein verbindliches Bild geliefert werden, wohl aber einige charakteristische Merkmale.

Folgende Mineralien wurden beobachtet: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Granat, Chlorit, Zoisit, Epidot, Calcit sowie als Nebengemengteile Apatit, Zirkon, Titanit, Ilmenit und andere Erzminerale.

Quarz, der makroskopisch bis dezimetergrosse Knollen, aber auch millimetergrosse Augen bildet, tritt unter dem Mikroskop in gelängten Aggregaten auf, die meistens aus intensiv verzahnten, undulös auslöschenden Körnern bestehen. Er ist im Mittel 0,5–1 mm gross, kann aber mehrere Millimeter gross werden.

Plagioklas bildet die bekannten granulierten Pflaster. Die Körner dieser Pflaster, die im Durchschnitt 0,1–0,2 mm gross sind, bestehen aus Oligoklas. Bei massigen Partien können noch bis 1,5 mm grosse Relikte älterer Plagioklase auftreten, die nur teilweise granuliert sind. Auch können die Pflaster noch die Umrisse ehemals idiomorpher, grösserer Plagioklaskörner zeigen. Wahrscheinlich dürften auch hier die granulierten Plagioklas-pflaster aus ehemals grösseren Körnern durch tektonische und metamorphosierende Beeinflussung entstanden sein. Die Plagioklas-pflaster sind denn auch im herzynischen Streifenlinear spindelig oder streifig gelängt.

Biotit bildet Aggregate aus Plättchen mit 0,1–0,3 mm Durchmesser. Er besitzt gelbbraunen Pleochroismus und zeigt Titanit- und Ilmenitausscheidungen. Auch der Biotit zeigt lagige bis streifige Einregelung.

Muskovit tritt zusammen mit Sericit in mehreren millimetergrossen Nestern auf. Die Muskovitplättchen, die bis 2 mm gross werden, sind nicht wie der Biotit eingeregelt. Oft liegen die Plättchen quer zum Streifenlinear. Diese Quermuskovite können schon makroskopisch erkannt werden. Sie dürften zum Teil durch Sammelkristallisation aus Sericitnestern entstanden sein. In den Muskovit-Sericitnestern finden sich sehr oft viele idiomorphe *Granate*. Beide Mineralien bilden Aggregate, die aus Sillimanit/Disthen oder aus Alkalifeldspäten entstanden sein könnten.

Chlorit mit anomalen olivbraunen Interferenzfarben bildet sich aus Biotit. *Zoisit* und *Epidot* finden sich in umgewandelten Plagioklasen oder allgemein im Gefüge.

d) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Soweit aus dem untersuchten Material festgestellt wurde, können folgende Generationen unterschieden werden:

Vorherzynisch dürfte das massige Gefüge mit den reliktsch erhaltenen, idiomorphen Plagioklasen sein. Es dürften auch Biotit, Quarz evtl. Kalifeldspat vorhanden gewesen sein.

Herzynisch eingeregelt finden sich granuliert Plagioklaspfaster, Biotit, Quarz (evtl. Disthen oder Sillimanit, der heute nicht mehr vorhanden ist). Die herzynischen Gefügeelemente greifen eindeutig über ein älteres Gefüge hinweg.

Alpin sind wohl die retrograden Mineralien wie Sericit, Chlorit, Epidot und Calcit.

e) *Alter und Entstehung der Paradis-Gneise*

Über die Entstehung der Paradis-Gneise kann hier noch kein eindeutiges Bild vorgelegt werden. Vor allem die Feldbeobachtungen widersprechen der Deutung von H. M. HUBER (1943), wonach sie als durch den Streifengneis alkalisierte Paragneise erklärt werden. Hingegen kann das vorstreifengneisische Alter auch hier als wahrscheinlich betrachtet werden.

Das Alter des massigen Gefüges der Paradis-Gneise mit ihren zahlreichen Scholleneinschlüssen muss vorherzynisch und wahrscheinlich vorstreifengneisisch sein. Dies aus folgenden Argumenten:

- a) Das ehemals massige Hauptgefüge und die Scholleneinschlüsse werden eindeutig durch die herzynische Tektometamorphose überarbeitet. Die Schollen werden vergneist und gestreckt, das massige Gefüge vergneist. Die Plagioklase werden granuliert und zu streifigen Aggregaten parallel zum herzynischen Streifenlinear gestreckt. Es bildet sich die herzynische Kristallisationsschieferung aus mit Mineralien der Almandin-Amphibolitfazies. Das so deformierte Gefüge muss vorherzynisch sein.
- b) Im Paradis-Gneis treten Gänge von Augengneisen des Piz Gannaretsch auf, die scharf begrenzt sind. Beide Gesteine werden von der Gneisschieferung diskordant durchsetzt. Der Paradis-Gneis dürfte vor dem Augengneis gebildet worden sein, der wohl ungefähr gleichzeitig mit dem Streifengneis entstanden sein dürfte. Der Paradis-Gneis ist demnach wahrscheinlich vorstreifengneisisch gebildet worden.

Die Scholleneinschlüsse, die im massigen Hauptgefüge eingebettet sind, müssen älter sein als der Paradis-Gneis selbst. Da sie ihrerseits schon metamorph und gefältelt sind, müssen sie durch eine frühere Metamorphose geprägt worden sein. Dasselbe gilt für die Kalksilikatfels-Einschlüsse.

Er ergibt zusammengefasst folgende Abfolge:

1. Scholleneinschlüsse von gebänderten Gneisen, vor der Bildung des eigentlichen Paradis-Gneises metamorphosiert.
2. Bildung eines massigen Gefüges mit Scholleneinschlüssen, vorherzynischen und vorstreifengneisischen Alters.
3. Herzynische Vergneisung.
4. Alpine Überprägung.

Die primäre Entstehung des heutigen Paradis-Gneises kann nicht durch Metamorphose eines Paragneises allein erklärt werden. Die beschriebenen Scholleneinschlüsse mit Resorptionserscheinungen und die schlierigen Strukturen sind Bilder einer einstmals mobilen Masse mit festen oder weniger mobilen Schollen. Der Paradis-Gneis bestand deshalb zur Zeit der Bildung des heute vorliegenden Strukturbildes aus einer quarzdioritischen bis granodioritischen, mobilen Masse, welche als Schollen, Quarzknollen, Gneisschollen, Kalksilikatfelse, basische Schollen und untergeordnet Marmore enthielt.

Ob diese mobile Masse durch Intrusion eines Magmas oder durch Anatexis mehr oder weniger in situ entstanden ist, muss offen bleiben. Immerhin sollten nach H. G. F. WINKLER (1967) bei vollständiger Anatexis als Restite gerade jene Schollen vorhanden sein, die tatsächlich auftreten – mit Ausnahme der Gneisschollen.

IV. Die Streifengneise und Mischgneise

Die von den meisten Autoren als Streifengneise (Orthogneise) und Mischgneise bezeichneten Gesteine treten im Arbeitsgebiet in Neuaufschlüssen nur untergeordnet auf. Ich beschränke mich deshalb darauf, die Vorkommen zu notieren und ergänzende, neue Beobachtungen zu beschreiben.

Die Einteilung der Streifen- und Mischgneise wird noch heute wesentlich nach H. M. HUBER (1943) und E. NIGGLI (1944) durchgeführt.

H. M. HUBER unterschied folgende Typen:

1. Streifengneise
2. Chorismatische Gneise (Bändergneise, Augengneise)
3. Monoschematische Mischgneise mit gemischtem Stoffbestand

Mischgneis besagt dabei nur, dass Zusammensetzung und Struktur als Mischung von zwei Gesteinstypen beschrieben werden kann und zwischen diesen Typen vermittelt.

E. NIGGLI unterscheidet die Typen ähnlich, und zwar:

- a) Orthogneise
- b) Misch- und Injektionsgneise
 1. Grobgemengte, chorismatische Gneise, eigentliche Injektionsgneise
 2. Homogene bis mikrochorismatische Mischgneise

Beide rechnen die Augengneise zu den chorismatischen Mischgneisen bzw. Injektionsgneisen. Da die Augengneise bei den Kartierungen immer ausgeschieden werden und allgemein als spezielle Gneistypen gelten, werde ich sie auch speziell beschreiben. Ich unterscheide deshalb:

1. Streifengneise
2. Homogene Mischgneise
3. Migmatitgneise
4. Augengneise

Dabei entsprechen die Migmatitgneise den chorismatischen Gneisen, mit Ausnahme der Augengneise.

1. Die Streifengneise

a) Definition und Vorkommen

Der Begriff Streifengneise wird hier nach der Definition von E. NIGGLI 1960 (Lexique Stratigraphique International) im petrographischen und stratigraphischen Sinne gebraucht. *Die Streifengneise umfassen danach altpaläozoische oder präkambrische, polymetamorphe Orthogneise (Zweiglimmergneise von engadinitgranitischem Chemismus) des Gotthardmassivs, die meist eine ausgeprägte Linearstruktur aufweisen.* Dies entspricht auch der Auffassung von H. M. HUBER (1943).

Die Streifengneise bilden in verschiedenen langgestreckten Zügen eine über das ganze Massiv sich erstreckende zentrale Zone. Im Arbeitsgebiet, das nördlich dieser Zone liegt, treten sie nur untergeordnet auf. In den Neuaufschlüssen der Kraftwerke Vorderrhein wurden im Raum Nalps und Curnera keine grösseren Streifengneiskörper erschlossen. Es treten mehrere kleine Vorkommen auf, die wenige Meter mächtig sind. Es bleibt dabei jedoch fraglich, ob man diese Vorkommen mit E. NIGGLI (1944) als Orthogneise oder Streifengneise bezeichnen darf, wenn sie fernab von grösseren Streifengneiskörpern als kleine Linsen oder Lagen in den Paragneisen auftreten. Sie können oft nicht eindeutig von Mischgneisen unterschieden werden. Ich bezeichne diese Vorkommen als Mischgneise oder Migmatitgneise, je nach ihrem Aussehen.

Ausserhalb des engeren Arbeitsgebietes wurde ein grösserer Streifengneiskomplex, der schöne Kontakte zum Medelser Granit bildet, im Stollenabschnitt S. Gions–Sta. Maria durchfahren. Diese für die Alterseinteilung wichtigen Kontakte sollen hier kurz berücksichtigt werden. Eine eingehendere Arbeit darüber ist vorgesehen.

b) Die Kontakte

Gegen die Paragneise sind die Kontakte wenig beobachtet worden. Es ist aber auffällig, dass die Streifengneise gegen den Kontakt zu fast immer schlierig migmatitisch werden. Alle beobachteten Kontakte werden durch die herzynische Schieferung mit dem flachen Linear überprägt.

Der Kontakt zum Medelser Granit, der im Stollen (siehe S. 69) mehrfach schön aufgeschlossen war, zeigte folgende Erscheinungen:

Die Streifung der Streifengneise zusammen mit ihrer Gneisschieferung wird, wie A. KVALE (1957) beschreibt, vom Medelser Granit scharf abgeschnitten. Zusätzlich treten in den Stollen aber eine Anzahl von scharf umgrenzten Streifengneisschollen in der Granitmasse auf. Diese Schollen, samt ihrer Streifung und Gneisschieferung, sind eindeutig gegeneinander und relativ zur zusammenhängenden Streifengneismasse gedreht. Die Streifung der Streifengneise wird also am Kontakt zum Medelser Granit nicht nur abgeschnitten, sondern auch in der Granitmasse gedreht. Das ist ein zwingender Beweis für das voralpine und vorgranitische Alter der Streifung. Das zu betonen ist schon deshalb nicht überflüssig, weil B. CHADWICK (1965) am voralpinen Alter der Streifung der Streifengneise im Lukmaniergebiet zweifelt. Dass die Streifung vom Medelser Granit abgeschnitten werde, so meint er, sei noch kein zwingender Beweis dafür, dass die Streifung (rodding) voralpin sei.

c) Gefüge

Bei den im wesentlichen aus Quarz, Alkalifeldspat, Biotit und Muskovit bestehenden Streifengneisen sind die *Streifung* gekoppelt mit der *Kristallisationsschieferung* die beherrschenden Gefügeelemente. Die Streifung äussert sich mikroskopisch in der stengeligen Anordnung von Quarz- und Plagioklasplatern und in der Einregelung der Glimmerminerale entlang dieser Streifung.

Die Streifung (= Streifenlinear) ist, wie bereits mehrfach gesagt wurde, nicht nur auf die Streifengneise beschränkt, sondern findet sich mehr oder weniger ausgeprägt in allen Gneistypen. Sie ist zwar in den Streifengneisen am eindrucklichsten, aber nicht nur für sie typisch. Das erschwert oft die Unterscheidung gegenüber anderen Gneistypen. Diese beiden Gefügeelemente haben, wie schon H. M. HUBER (1943) betonte, ein älteres porphyrisches Gefüge überprägt. Das zeigt sich auch an Kontakten zu den Paragneisen, wo oft beide Gesteine gleich geprägt sind. Das Streifenlinear der Streifengneise wie der Paragneise ist im Gegensatz zum alpinen Strömungslinear stets flach.

Die alpine Schieferung mit dem steilen Strömungslinear kann besonders entlang von alpinen Scherzonen beobachtet werden, wo auch Phyllonite auftreten.

2. Die homogenen Mischgneise

a) Definition und Vorkommen

Als *homogene Mischgneise* werden Gneise bezeichnet, die bei homogener Ausbildung sich durch Alkalifeldspatführung von den Paragneisen und durch vermehrte Glimmerführung von den Streifengneisen unterscheiden. E. NIGGLI (1944) nennt sie auch mikrochorismatisch, weil sie oft sehr fein schlierig gebändert sind. Eine eindeutige Unterscheidung von den Streifengneisen ist besonders im Handstück nur bei typischer Ausbildung beider Gesteine möglich. Die Streifengneise sind oft selbst glimmerreich, während die Mischgneise oft auch streifig sind. Auch zu den Migmatitgneisen gibt es oft Übergänge. Die Abtrennung von den übrigen Gneisen rechtfertigt sich aber dadurch, dass bei grösseren Vorkommen oft weite Bereiche homogen sind.

Obwohl in Stollenaufschlüssen keine grösseren Komplexe angetroffen wurden, bilden sie doch an der Oberfläche östlich des Stausees Nalps einen über 1 km mächtigen Komplex. Dieser Komplex verjüngt sich nach Westen rasch und führt in einem schmalen Zug über die Alp Tuma zur Fuorcla Tuma. Dort sind nur noch schmale Lagen migmatitischer Mischgneise aufgeschlossen. Einen weiteren grösseren Aufschluss bildet der Steinbruch südwestlich der Staumauer Curnera.

b) Die Kontakte

Der Kontakt zu den Paragneisen ist stets migmatitisch. Kommt man vom Innern homogener Mischgneismassen gegen die Paragneise zu, treten zunächst in den Mischgneisen plötzlich Lagen von Glimmer-Plagioklasgneisen auf. Diese werden immer zahlreicher, bis schliesslich der Glimmer-Plagioklasgneis überwiegt. Eine solche Zone kann über 100 m mächtig sein. Die Mischgneise werden dann auch im Klebereich oft schlierig und migmatitisch. Gegen den Paradis-Gneis ist der Kontakt schärfer. Er ist dort am Kontakt auf einige Meter bis Dekameter schlierig migmatitisch. An diesem Kontakt finden sich auch linsige Diorit- und Amphiboliteinschlüsse im Paradis-Gneis und an der Grenze beider Gesteine.

Die Abgrenzung zum Streifengneis ist oft fraglich. Das zeigt sich schon daran, dass im Lukmanierprofil Streifengneise und Mischgneise nicht mehr gut unterschieden werden, sondern als Ortho- und Mischgneise zusammengefasst werden (E. NIGGLI 1967).

c) Gefüge

Das Gefüge der Mischgneise ist im Handstück lagig oder streifig. Im Aufschluss sind sie oft fein gefältelt. Nicht selten kann beobachtet werden, dass die herzynische Schieferung mit dem Streifenlinear durch diese schlierigen Fältelungen teilweise diskordant durchziehen. Auch ist die Streifung flach und entspricht jener der Streifengneise.

Die alpine Schieferung mit dem steilen Striementslinear kann auch hier in Scherzonen beobachtet werden. Auch hier gibt es Übergänge zu Phylloniten.

3. Die Migmatitgneise

Als Migmatitgneise werden hier grobgemengte Gneise bezeichnet, die aus getrennten biotitreichen Melanosomen und quarz-feldspatreichen Leukosomen bestehen. Diese entsprechen den chorismatischen Gneisen nach E. NIGGLI (1944). Es kommen dabei stromatitische, phlebitische, nebulitische und ophthalmitische Texturen sowie Schlierentexturen, Faltentexturen und Zerrungstexturen vor (nach K. MEHNERT 1962).

Die Migmatitgneise können in grösseren Arealen, wie bereits gesagt wurde, an den Grenzen der Mischgneise und der Streifengneise auftreten. Häufig sind auch kleine Vorkommen in Lagen, Linsen und Schlieren, die ganz allgemein in den Paragneisen auftreten. Ferner finden sich migmatitische Schlieren und Nester um die basischen Einschlüsse und um die Kalksilikاتفels-Einschlüsse in den Paragneisen. Sie treten aber dort besonders in den heterokinetischen Räumen nach B. SANDER (1948), d. h. in den Räumen zwischen den Boudins bei Boudinage, auf.

In Stollenaufschlüssen ist eine Anzahl kleiner Einlagerungen in den Paragneisen angetroffen worden. Ein interessantes Vorkommen wurde zusammen mit einem Amphibolit im Stollenabschnitt Tgatlens-Curnera, 850–880 m ab Tgatlens, angetroffen. Inmitten von schieferigen Gneisen und Phylloniten ist dort ein massiver Block von Migmatitgneis mit Übergängen zu homogenem Mischgneis erhalten, der einen primären Kontakt zum Amphibolit bildet. Die Bänderung des Migmatitgneises streicht N–S, und die Faltenachsen fallen flach nach N ein (siehe auch S. 69). Am Kontakt zum Mischgneis wird im Amphibolit Hornblende durch Biotit ersetzt. Dieses Vorkommen ist deshalb wichtig, weil es, nahe der Urseren-Zone liegend, noch N–S-Strukturen enthält und mitten in einer Serie liegt, die nach E. NIGGLI (1944) wahrscheinlich nachstreifengneisig sein soll.

Zusammen mit homogenen Mischgneisen finden sich Migmatitgneise im Steinbruch südwestlich der Staumauer Curnera. Besonders im Druckstollen Nalps-Curnera sind migmatitische Bildungen bei Dioritlinsen, basischen Einschlüssen und Kalksilikاتفelsen häufig.

Teilen wir die Neosome der Migmatite nach K. R. MEHNERT (1962) ein, so können wir folgende Arten unterscheiden:

- a) Pneumatolytische Mobilisate mit Turmalin, Granat, Quarz und Kalifeldspat an Kalksilikاتفelsen und anderen Linseneinschlüssen der Paragneise.

- b) Pegmatoide Mobilisate mit Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas bei Kalksilikatfelsen und anderen Linseneinschlüssen.
- c) Granitoide Mobilisate bei der Mehrzahl der allgemein auftretenden Migmatitgneise.
- d) Dioritische Mobilisate bei Dioriten im Druckstollen Nalps–Curnera, 995–1000 m, siehe auch S. 59.

Das migmatitische Gefüge wird oft durch die *herzynische Schieferung* mit dem flachen Streifenlinear überprägt. Die Plagioklase werden granuliert und die entstandenen Pflaster zusammen mit Quarzpflastern in die Schieferung und in das Streifenlinear eingeregelt. Die Mischgneise und Migmatitgneise sind im allgemeinen recht resistent gegen Deformationen.

Die *alpine Schieferung* ist vorwiegend mit dem typischen alpinen Striungslinear an Scherzonen ausgebildet. Es entstehen dann auch hier schieferige und phyllonitische Gesteine. Auch gegenüber der alpinen Deformation sind die Migmatitgneise, besonders bei glimmerarmen und gefältelten Typen, resistent. So können sie inmitten alpin völlig durchschieferter Gesteine konserviert bleiben, wie es das genannte Vorkommen im Stollen Tgatlens–Curnera zeigt. Das alpine Striungslinear ist dort nur auf Kluftflächen ausgebildet.

4. Die Augengneise

In den Stollenaufschlüssen wurden im Arbeitsgebiet wenig Augengneise angetroffen; sie bilden aber an der Oberfläche verschiedene grössere Vorkommen und bestehen fast ausschliesslich aus Gneisen mit Kalifeldspataugen. Im wesentlichen können zwei Typen unterschieden werden:

- a) Grobaugengneise des Typus Piz Gannaretsch
- b) Biotit-plagioklasreiche Augengneise

4.1. Die Grobaugengneise des Typus Piz Gannaretsch

a) Definition und Vorkommen

Dieser Typ umfasst grobe Augengneise, die mehrere Zentimeter grosse (bis 10 cm) Alkalifeldspataugen enthalten, welche in eine flatschige bis streifige Grundmasse aus Quarz, Plagioklas und Glimmer eingebettet sind. Der Name wurde von H. HUBER (1943) geprägt.

Der grösste Augengneiskörper des Gebietes ist jener des Piz Gannaretsch. Er setzt am Osthang der Val Nalps westlich des Gletscher da Gannaretsch ein und baut, nach Osten sich stark verbreiternd, die Region zwischen Piz Gierm und Piz Gannaretsch auf, zieht dann ins Medelsertal hinunter, wo er nach H. M. HUBER (1943) an einem verzahnten N–S-verlaufenden Kontakt in den Streifengneis übergeht. Weitere Vorkommen kleineren Ausmasses finden sich in der oberen Val Gierm und nördöstlich der Alp Nalps bei der Val dil Cuolm und bei der Kuppe Pt. 2478. Schliesslich treten gleiche Augengneise zusammen mit Paragneisen und Mischgneisen im Steinbruch südwestlich der Staumauer Curnera auf.

b) Makroskopische Beschreibung

Am grossen Augengneiskörper des Piz Gannaretsch konnten im Gebiet des Gletscher da Gannaretsch folgende Kontakterscheinungen zum Paradis-Gneis beobachtet werden:

Kontinuierliche Übergänge. Im Paradis-Gneis treten kontaktfern zunächst einzelne Kalifeldspataugen auf, die bei Annäherung zum Kontakt immer zahlreicher werden und schliesslich allmählich in die typischen Augengneise überleiten, wo die Feldspataugen in Zentimeterabständen auftreten. Es sind dies wahrscheinlich Blasten.

Migmatitische Kontakte mit schlierigen Lagen von Augengneisen in Paradis-Gneisen finden sich oft, wobei die Grenzen zwischen beiden Gesteinen meistens scharf sind. An den gleichen Stellen können aber neben den migmatitischen Kontakten die kontinuierlichen Übergänge auftreten.

Augengneisgänge in Paradis-Gneisen mit scharfen Grenzen finden sich schliesslich an mehreren Stellen.

Bei allen Kontakten kann beobachtet werden, dass die herzynische Schieferung mit dem flach liegenden Streifenlinear durch beide Gesteine hindurchgeht, und zwar oft diskordant zu den Kontakten. Besonders am Übergang zu den Paradis-Gneisen sind in den Augengneisen auch zahlreiche Kalksilikatfels-Einschlüsse, basische Einschlüsse und seltener Marmorlinsen zu beobachten. Im Kern der Augengneismasse treten Kalksilikatfelse vereinzelt auf.

Allmähliche Übergänge mit Wechsellagerung von Paragneis- und Augengneisbänken wurden auch im Steinbruch südwestlich der Staumauer Curnera beobachtet. Auch die Paragneisbänke enthalten hier Kalifeldspataugen, die aber weiter auseinanderliegen. Kalksilikatfels-Einschlüsse treten in beiden Gesteinen auf.

Im Makrogefüge kann die herzynische Schieferung fast immer beobachtet werden. Die Kalifeldspataugen sind oft gedreht, nicht selten aber recht gut eingeregelt und in der Streifung gelängt. Die Grundmasse ist lagig bis streifig. Die alpine Schieferung kann zusammen mit dem steilen Strömungslinear ähnlich wie in den übrigen Gesteinen beobachtet werden.

c) Mikroskopische Beschreibung

Folgende Mineralien wurden beobachtet: Alkalifeldspat (Mikroclin), Quarz, Plagioklas (Albit-Oligoklas), Biotit, Muskovit, Sericit, Granat, Epidot, Calcit und als Nebengemengteile: Titanit, Zirkon, Apatit und Erzminerale. Diese Mineralien verteilen sich auf mindestens drei Mineralgenerationen:

Zur ersten erkennbaren Mineralgeneration gehören wenigstens teilweise die Mikroklinaugen und Granat. Die bis 10 cm grossen Alkalifeldspataugen bestehen aus Mikroclin, oft mit Gitterung und perthitischer Entmischung. Nicht selten sind schachbrettalbitische Umwandlungen. Sie werden oft von granulierten, aus Alkalifeldspat und Albit bestehenden, feinkörnigen Pflastern lagig durchzogen. Die Felder zwischen diesen Lagen löschen undulös aus. Ferner sind die Mikrocline in der Grundmasse gedreht. Die Granatrelikte weisen meistens Längs- und Querrisse auf, an welchen sich Biotit bildet. Auch die Granate sind in der Grundmasse rotiert. Beide Mineralien zeigen also eine eindeutige tektonische Beanspruchung durch eine voralpine Metamorphose.

Zur zweiten Mineralgeneration gehört das Hauptgefüge der Zwischenmasse, die flatschig oder streifig zwischen den Augen liegt. Die Plagioklase (Albit-Oligoklas) bilden granulierten Pflaster, die aus Körnern von 0,1–0,5 mm Grösse bestehen. Der Quarz, um 0,5 mm gross, bildet verzahnte Pflaster. Quarz- und Plagioklaspflaster sind in die Streifung stengelig bis spindelig eingeregelt. Der Biotit ist feinschuppig entlang den Quarz- und Plagioklaspflastern eingeregelt. Parallel dazu finden sich auch Muskovitplättchen. Die zweite Mineralgeneration ist in das typische herzynische Gefüge eingeregelt.

Zur dritten Generation müssen die Umwandlungen von Feldspäten zu Sericit und Zoisit gerechnet werden. Ferner die Chloritschuppen, Epidot und Calcit.

Unter dem Mikroskop zeigen sich demnach:

- a) Vorherzynische Alkalifeldspataugen und Granatrelikte.
- b) Das herzynische Hauptgefüge aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit.
- c) Die alpinen, retrograden Umwandlungen aus Sericit, Chlorit, Epidot und Calcit.

4.2. Biotit-plagioklasreiche Augengneise

a) Definition und Vorkommen

Die biotit-plagioklasreichen Augengneise bestehen aus einer Glimmer-Plagioklasgneis-Grundmasse, in welcher ca. zentimetergrosse Alkalifeldspataugen in grösseren Abständen (meist mehrere Zentimeter) voneinander entfernt eingebettet sind. Sie unterscheiden sich von den Grobaugengneisen, wo sich die Augen fast berühren, durch die in grösseren Abständen voneinander liegenden Augen, die auch meistens viel kleiner sind.

Sie wurden bei der Staumauer Curnera angetroffen, wo sie den südlichsten Riegel aufbauen. Ferner findet man sie an der Strasse zur Staumauer Nalps, nördlich des Tunnels bei Uaul Stavel Secs.

b) Makroskopische und mikroskopische Beschreibung

Abgesehen von den Alkalifeldspat-Augen unterscheiden sie sich nicht wesentlich von den Glimmer-Plagioklasgneisen. Auffallend ist jedoch, dass bei der Staumauer Curnera, wo in den Paragneisen sonst Kalksilikatfels-Einschlüsse in grosser Zahl auftreten, diese am Kontakt zum Augengneis aussetzen und im letzteren fehlen. Auch an der Strasse zur Staumauer Nalps wurden in diesen Augengneisen keine Kalksilikatfels-Einschlüsse angetroffen. Die Grenze zu den Glimmer-Plagioklasgneisen ist konkordant und zeigt sich nur am plötzlichen Auftreten der Augen. Die Augen selbst sind selten idiomorph, meist aber linsig ausgezogen. Schon makroskopisch ist auch hier sichtbar, dass die Augen nach ihrer Bildung deformiert wurden. Auch hier sind es wahrscheinlich Blasten.

Unter dem Mikroskop konnten folgende Mineralien bestimmt werden: Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Muskovit, Zoisit, Epidot und als Nebengengengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, Granat und Erzminerale.

Die Alkalifeldspäte bilden zentimetergrosse Einkristalle, die allerdings recht intensiv zu Schachtalbit umgewandelt sind. Das Hauptgefüge, welches Plagioklas (Albit-Oligoklas), Quarz, Biotit und Muskovit als Hauptminerale enthält, schmiegt sich an die Augen an. Die Plagioklase sind sehr stark zu Zoisit und Sericit umgewandelt; die Biotite zeigen intensive Titanitausscheidungen. Chlorit und Sericit treten entlang der oft dicht beieinanderliegenden, alpinen S-Flächen auf.

Da die alpine Überarbeitung im Bereich der Staumauer Curnera recht intensiv ist, können voralpine Generationen nur schwer voneinander abgetrennt werden. Die Augen dürften jedoch auch hier vorherzynisch sein.

5. Alter und Entstehung der Streifengneise und Mischgneise

Um die Bildung der Streifen- und Mischgneise eingehend beurteilen zu können, wären detaillierte Untersuchungen notwendig. Es sei hier deshalb die Diskussion kurz gefasst und nur auf die neuen Beobachtungen beschränkt.

a) Die Streifengneise

Die Streifengneise werden heute von allen Autoren als vorherzynisch entstandene Granitgneise angedeutet und sogar als solche definiert. Die vorherzynische Bildung wurde auch durch absolute Altersbestimmungen bestätigt (siehe S. 15). Es können hier weder für noch gegen diese Auffassung wesentlich neue Argumente angeführt werden.

Das Alter der Streifung, die A. KVALE (1957) als voralpin betrachtet, ist insofern umstritten, als B. CHADWICK (1965) deren voralpines Alter anzweifelt. Wie auf S. 43 bereits ausgeführt wurde, konnte der Kontakt zwischen Streifengneis und Medelser Granit eindeutige Argumente liefern (gedrehte Blöcke mit der Streifung), die das vorgranitische und somit das voralpine Alter der Streifung (= Streifenlinear) und der damit verbundenen Kristallisationsschieferung beweisen. Das Gefüge mit Streifung und Schieferung als dominierende Elemente enthält aber ältere Relikte, sowohl im Gefüge (schlierige Bänderungen, Kalifeldspat-Augen, Granate) wie auch im Mineralbestand. Die Streifung ist demnach jünger als das erste Gefüge der Streifengneise.

Die Entstehung der Streifengneise kann wie folgt zusammengefasst werden:

Vorherzynisch ist aus einem Intrusivmagma ein Granit entstanden mit einem teilweise porphyrischen Gefüge, das aber sonst unbekannt ist. Die migmatitischen Kontakte deuten auf Bildung in grösserer Tiefe hin.

Herzynisch ist dieser Granitmasse die Streifung und Schieferung aufgeprägt worden, die heute das Gefügebild beherrschen.

Alpin wurden die Mineralbestände und das Gefüge selektiv und retrograd überprägt.

b) Die Mischgneise und Augengneise

Alle Misch- und Augengneise zeigen mehr oder weniger intensiv die herzynische Schieferung und das Streifenlinear. Diese gehen quer durch Kontakte und schlierige Bänderungen hindurch. Auch die Misch- und Augengneise sind wahrscheinlich vorherzynische Bildungen.

Die Frage nach der Herkunft des Neosoms der Migmatit- und Mischgneise hat H. M. HUBER (1943) mit der klassischen Ansicht beantwortet, wonach alle Neosome aus dem Streifengneismagma durch Injektion dieses Magmas oder von Restschmelzlösungen desselben zu beziehen sind. E. NIGGLI (1944) hat diese Ansicht, besonders für fernab von Streifengneiskörpern auftretende «Misch- und Injektionsgneise» in kleinen isolierten Vorkommen, bezweifelt.

Bei manchen kleinen Migmatitbildungen ist eine Zufuhr aus dem Streifengneismagma äusserst unwahrscheinlich. Dies besonders für Migmatitbildungen, die als schlierige Nester um basische Einschlüsse, Dioriteinschlüsse und Kalksilikatfelse auftreten, sowie für kleine isolierte Vorkommen von sogenannten «Injektionsgneisen», die da und dort in den Paragneisen gefunden werden. Eine Mobilisation in situ, wie sie K. R. MEHNERT (1953, 1957, 1962) aus dem Schwarzwald beschreibt, ist hier sicher naheliegender; dies um so mehr, als sehr verschiedene, pegmatoide, granitoide und dioritische Neosome auftreten. Ein Argument für die Entstehung von Migmatiten durch Anatexis liefert auch das Vorkommen granulitischer Gesteine. Wenn granulitische Gesteine auftreten, dann sind nach H. G. F. WINKLER (1967) auch Drucke und Temperaturen vorhanden, die anatektische Bildungen hervorrufen können, wenn genügend H_2O in den Gesteinen vorhanden ist.

Die Bildung der Mischgneise kann wie folgt zusammengefasst werden:

Vorherzynisch, zum Teil zusammen mit den Graniten der heutigen Streifengneise, sind Mischgneise, Augengneise und kleine anatektische Bildungen in den Paragneisen entstanden. Das Ausmass der anatektischen Bildungen kann noch nicht abgeschätzt werden, dürfte aber wohl bedeutend sein.

Herzynisch und alpin wurde diese, wie die übrigen Gneise, metamorph unter Bildung verschiedener Gefüge und Mineralassoziationen überarbeitet.

V. Die vorherzynischen, teilweise syngenetischen Einschlüsse der Gneise

Als vorherzynische, teilweise syngenetische Einschlüsse werden hier Gesteine bezeichnet, die vorwiegend als linsige Einschlüsse der Gneise von der herzynischen Metamorphose mit erfasst wurden. E. NIGGLI (1944) rechnet folgende Gesteine zu den syngenetischen Einschlüssen der Gneise: Amphibolite, Quarzite, Kalksilikatfelse und Phyllite. Da hier die Phyllite den alpinen Scherzonen zugeordnet werden und es anderseits nicht sicher ist, wie weit z. B. die Amphibolite mit den Gneisen syngenetisch entstanden sind, habe ich die Bezeichnung ergänzt und rechne nun folgende Gesteine zu den vorherzynischen, teilweise syngenetischen Einschlüssen:

1. Kalksilikatfels-Einschlüsse
2. Marmorlinsen
3. Amphibolite
4. Ultrabasite (Pyroxenite und Hornblendite)
5. Diorite und Quarzdiorite
6. Quarzite

Ausgeschlossen werden hier die Pegmatite, deren vorherzynisches Alter oft sehr wahrscheinlich ist, die aber auch teilweise jungherzynisch sein dürften.

Diese Einschlüsse treten in den Paragneisen und in den Paradis-Gneisen in grosser Zahl auf, finden sich aber nur relativ selten in den Mischgneisen.

1. Die Kalksilikatfels-Einschlüsse

Die Kalksilikatfels-Einschlüsse werden im zweiten Teil dieser Arbeit ausführlich behandelt (S. 87 ff.).

2. Die Marmorlinsen

Das Auffinden von Marmorlinsen im Arbeitsgebiet ist nicht neu. H. M. HUBER (1943) zeichnet in seiner Kartenskizze ein Vorkommen südöstlich der Alp Tuma in der Val Nalps. In Stollen wurden, abgesehen von Marmorlagen im Stollen Nalps-Curnera (100–200 m ab Fenster Nalps), die Kluftbildungen sein könnten, keine Marmorlinsen angetroffen. An der Oberfläche konnte jedoch eine Anzahl solcher Linsen, die einige Dezimeter bis 1–2 m messen, im Gebiet südlich und südwestlich des Gletscher da Gannaretsch (siehe Kartenskizze, Taf. III) und am nordwestlichen Vorgipfel des Piz Máler angetroffen werden.

Makroskopisch sind es massig-körnige, oft bänderig oder fleckig zuckerkörnige Marmore, die unter dem Hammer leicht zerbröckeln. Sie enthalten oft Kalksilikatminerale. Schon makroskopisch erkennt man die 1–3 mm grossen Calcitkörner, Aktinolithstengel und seltener Grossular und grauen Zoisit. Im Handstück kann auch schon von blossen Auge der blätterige, grauschwarz glänzende Graphit erkannt werden.

Unter dem Mikroskop wurden folgende Mineralien beobachtet: Calcit, Quarz, Aktinolith, Zoisit, Grossular, Diopsid, Apatit, Graphit und Erzminerale.

Der *Calcit* bildet 1–2 mm grosse, isometrische Körner, die untereinander mit schwacher Verzahnung granoblastisch verwachsen sind. *Aktinolith* tritt fast immer als Hauptmineral oder als Nebengemengteil auf. Er ist unter dem Mikroskop stets farblos. *Grossular* und *Diopsid* finden sich zusammen in schon makroskopisch erkennbaren, rötlichen Knollen oder Lagen. *Zoisit* erscheint in kalksilikatführenden Partien in 1–2 mm grossen, isometrischen Körnern. Dabei sind α -Zoisit und β -Zoisit fleckig miteinander verwachsen. *Chlorit*, der makroskopisch und mikroskopisch farblos ist, tritt in millimetergrossen Plättchen auf. Er hat folgende Eigenschaften: $2V_z = 0-30^\circ$ wechselnd; $N_{xy} = 1,57$; c_0 (Gitterkonstante) = 14,27 Å. Nach G. BROWN (1961) entspricht das einer Zusammensetzung von annähernd $Mg_{4,5}Fe_{0,5}Al_1(Si_3Al_1O_{10})OH_8$, d.h. einem Sheridanit. *Graphit*, der schon makroskopisch gut erkannt werden kann, tritt in Schuppen und Aggregaten bis zu 1 mm Grösse auf. Er wurde röntgenographisch bestimmt. Er ist oft für die graue Farbe der Marmore verantwortlich.

Am Rand der Marmorlinsen zeigen sich ähnliche Übergänge wie bei den Kalksilikatfels-Einschlüssen. Aktinolith bildet eine Übergangszone, auf welche nach aussen hin sukzessiv Plagioklas und Biotit erscheinen. Die Lagerung der Marmorlinsen im Feld (sie werden konkordant von den herzynisch geschieferten Gneisen umschlossen) und die Kalksilikatminerale mit Grossular und Diopsid legen eine ähnliche Entstehung wie jene der Kalksilikatfels-Einschlüsse nahe. Weitere genetische Aussagen sind jedoch anhand der wenigen Beobachtungen nicht möglich.

3. Die Amphibolite

Grosse Amphibolitkörper wurden im Arbeitsgebiet weder an der Oberfläche noch in Stollenaufschlüssen angetroffen. Hingegen sind, wie schon E. NIGGLI (1944) berichtet, kleinere linsige Vorkommen verschiedener Amphibolite recht häufig. Bei den Oberflächenkartierungen wurde eine Anzahl solcher Linsen notiert. In Stollenaufschlüssen konnten jedoch nur drei kleinere Vorkommen angetroffen werden. Zwei davon liegen in alpin penetrativ durchschiefernten Gneisen im Stollen Tgatlams-Curnera (880–930 m und 1580–1600 m ab Tgatlams). Sie bilden dort massige, bänderige Granat- und Biotit-amphibolite. Im Stollen Nalps-Curnera (1730–1920 m ab Fenster Nalps) gehen die Biotit-Hornblende-Andesingneise lagig in Amphibolite über.

Das Vorkommen im Stollen Tgatlams-Curnera (880–930 m), welches in den schieferigen Gneisen und Phylloniten liegt, steht in primärem Kontakt mit Migmatitgneisen. Zusammen bilden sie einen

massigen Klotz, der von der alpinen Durchschieferung verschont blieb. Der teilweise granatführende Biotitamphibolit ist bänderig. Am Kontakt zum Migmatitgneis wird er biotitreich und schlierig. Er enthält abwechselnd feldspatreiche und biotitreiche Schlieren, die dann an einer scharfen Grenze in den Migmatitgneis übergehen. Der letztere wird gegen den Amphibolit hin selbst biotitreicher. Wie schon gesagt wurde, streicht die Bänderung der Migmatitgneise anomal N-S, während die Bänderung der Amphibolite NE-SW streicht und die teilweise eingeregelteten Hornblendestengel flach (Fallazimut ca. 230/10) nach SW abtauchen.

Bemerkenswert ist, dass in diesem Amphibolit feine, mit Titanit, Axinit, Quarz, Adular, Magnetkies und Chlorit gefüllte Klüftchen auftreten. Das Auftreten von Axinit ist in diesem Gebiet neu.

Die Amphibolite wurden von E. NIGGLI (1944) und H. M. HUBER (1943) eingehend bearbeitet. Es sei hier auf eine ausführliche Beschreibung verzichtet.

Sie enthalten teilweise ein vorherzynisches Gefüge, das herzynisch deformiert wird (siehe auch S. 26). Das herzynische Gneisgefüge schmiegt sich an die Amphibolitlinsen an. Im Stollen Nalps-Curnera (1816 m) kann die Deformation, die zu feinkörnigeren Hornblenden führt, direkt beobachtet werden. Die gleichen Erscheinungen werden z. B. an den Dioriten noch eingehender beschrieben.

4. Die Ultrabasite

Serpentinite wurden im Arbeitsgebiet nicht beobachtet. Dagegen können einige Vorkommen von Hornblenditen und ein Vorkommen eines Biotit-Hornblende-Pyroxenits neu genannt werden. Es sind nach unserer Auffassung metamorphe Gesteine.

4.1. *Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle (ultrabasische Scholle)*

a) *Vorkommen und makroskopische Beschreibung*

Eine Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle wurde im Druckstollen Nalps-Curnera (1135 m ab Fenster Nalps) angetroffen. Das in der Arbeit von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) kurz beschriebene Vorkommen (dort ultrabasische Scholle genannt) steht bisher einzig im Gotthardmassiv da. Gegenüber der genannten Arbeit wurden einige neue Beobachtungen angestellt, die einige Änderungen im Mineralbestand und in der Mineralabfolge zeigten. Der Gesteinsverband ist in Fig. 18 dargestellt. Die 1,3 auf 0,6 m messende Scholle ist in einen hypersthenführenden Quarzdiorit eingebettet, der nach S. 54ff. ebenfalls ein metamorphes Gestein ist.

Im Handstück ist es ein massiges, körniges Gestein, in welchem makroskopisch braune Biotitplättchen, bräunlicher Orthopyroxen, grüne Hornblende und rötlicher Granat erkannt werden. Am Kontakt zur Dioritmasse tritt eine mehrere Zentimeter mächtige Zone auf, in welcher der Biotit in Plättchen bis zu 6 mm Grösse angereichert ist.

Das Makrogefüge erscheint massig im Innern der Scholle und teilweise feimbänderig in der schmalen Randzone zum Diorit.

b) *Mikroskopische Beschreibung*

Unter dem Mikroskop wurden folgende Mineralien beobachtet: Orthopyroxen, Diopsid, Hornblende, Biotit, Granat, Quarz, Cummingtonit, Anthophyllit, Talk, Aktinolith, Plagioklas und Chlorit; als Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Ilmenit und andere Erzminerale. Diese Mineralien finden sich in mindestens drei Mineralgenerationen:

Zur ersten Mineralgeneration (älteste erkennbare Generation) gehört das granoblastische Hauptgefüge mit Orthopyroxen, Diopsid, Hornblende, Biotit und etwas Quarz sowie evtl. Granat und Plagioklas.

Zur zweiten Mineralgeneration sind zu rechnen Anthophyllit, Cummingtonit, Hornblende, Biotit, Quarz und etwas Plagioklas.

Zur dritten Generation gehören schliesslich Aktinolith, Talk und Chlorit.

Orthopyroxen (Bronzit) wurde röntgenographisch bestimmt (siehe S.17). Er enthält ca. 75–85% Entstatit. Er besteht aus stets xenomorphen, bis 1 cm grossen, gelblichbraunen bis farblosen Körnern, die oft poikiloblastische Tendenz zeigen. Nicht selten sind Teile solcher Bronzite in Hornblende oder Diopsid eingeschlossen. Auch Parallelverwachsungen mit Diopsid sind recht häufig. Er wird retrograd umgewandelt zu Anthophyllit und Cummingtonit. Zuerst entsteht am Rand der Bronzitkörner und entlang Rissen innerhalb derselben Anthophyllit, der mit Bronzit parallelverwachsen ist. Aus den Anthophyllitmassen bilden sich dann kurzstengelige Cummingtonite und schliesslich feinschuppiger Talk. Der Bronzit tritt nur in der ersten erkennbaren Generation auf. Die retrograden Umwandlungen gehören zu einer zweiten und dritten Generation. Oft können alle Umwandlungen am gleichen Korn beobachtet werden. Sie sind am Rand der Scholle deutlich intensiver als im Innern derselben.

Diopsid tritt ebenfalls nur in der ersten Mineralgeneration auf. Er wurde in der Publikation von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) übersehen. Ebenfalls zu den Hauptgemengteilen gehörend, bildet er bis 3 mm grosse, xenomorphe, farblose Körner. $2V_z$ beträgt ca. 60° und $Z \wedge c$ $38-40^\circ$. Es handelt sich nach W.E. TRÖGER (1959) um einen magnesiumreichen Diopsid. Er wird retrograd umgewandelt zu kurzstengeliger Hornblende der zweiten Generation. Auch diese Umwandlung ist am Rand der Scholle intensiver.

Hornblende bildet in der ersten Mineralgeneration bis 1 cm lange xenomorphe Stengel. Sie umschliesst oft Teilkörner von Diopsid und Bronzit. Sie ist bei sehr schwachem Pleochroismus blassgrün bis farblos. $2V_x = 72-76^\circ$ und $Z \wedge c = 17-20^\circ$. Es handelt sich wahrscheinlich um eine magnesiumreiche Hornblende. Sie wird retrograd umgewandelt zu Hornblende der zweiten Generation und tritt in ähnlicher Korngrösse und Form wie der Cummingtonit auf. Entstanden aus Diopsid und aus Hornblende der ersten Generation, tritt sie intergranular in Nestern auf. In der dritten Mineralgeneration wird Hornblende schliesslich zu strahligem Aktinolith umgewandelt.

Biotit tritt in mindestens zwei Generationen auf. In erster Generation bildet er bis 6 mm grosse, stets xenomorphe Plättchen. Er ist relativ einschlussarm im Inneren der Scholle; seine Einschlüsse nehmen aber am Rand der Scholle zu. So enthalten im Innern ca. 30% der Biotite Sagenit, während es randlich 55% sind (bestimmt an Biotiten für Altersbestimmungen). Sie besitzen von rötlich-gelbbraun zu gelbbraun gehenden Pleochroismus. An diesen Biotiten wurden von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) Rb-Sr-Altersbestimmungen durchgeführt, die Alterswerte von rund 260 Mio. Jahren im Innern der Scholle und 164 Mio. Jahren am Schollenrand ergaben. Die Biotite wurden also eindeutig voralpin gebildet. In zweiter evtl. dritter Generation bildet Biotit feine blass-bräunlichgelbe Schuppen, die in Umwandlungsnestern auftreten.

Granat tritt nur zwischen den Mineralien der ersten Generation, nicht aber mit ihnen, granoblastisch verwachsen auf. Er bildet Kränze zwischen Bronzit, Diopsid, Hornblende und Biotit einerseits und Plagioklas mit Biotitschüppchen andererseits. Er zeigt Tendenz zu idiomorphem Wachstum gegen den Plagioklas hin, nicht aber gegen die femischen Gemengteile hin. Es handelt sich um ähnliche Bildungen wie in den Quarzdioriten (S.56) und in den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen (S.32). Statt aber Kränze um die femischen Mineralien zu bilden, liegt er in Lücken derselben um Plagioklas herum. Der Granat hat sich offenbar nach den Mineralien der ersten Generation gebildet, aber analog zu jenem der Quarzdiorite wahrscheinlich vor der zweiten Mineralgeneration.

Quarz tritt in erster Generation zwickelfüllend zwischen den übrigen Mineralien auf. Er besteht aus bis 2 mm grossen Körnern. Die Körner oder Kornaggregate besitzen meist eine konkav buchtige Umgrenzung. In zweiter Generation bildet er sehr feinkörnige, verzahnte Aggregate.

Anthophyllit findet sich in zweiter Generation und bildet sich nur aus Bronzit. Wie bereits gesagt wurde, ist er parallel an Bronzit angewachsen, und zwar am Rand und in Rissen desselben. Er wird selbst zu Cummingtonit und Talk umgewandelt. Seine Identifizierung erfolgte anhand der geraden Auslöschung, die auch auf dem Drehtisch kontrolliert wurde, und seiner Doppelbrechung, die höher ist als jene des Bronzits, sowie anhand seiner Spaltbarkeit. Er ist fast immer farblos und feinkörnig (um 0,1 mm).

Cummingtonit findet sich in zweiter Generation zusammen mit Anthophyllit. Seine kurzstengeligen, farblosen Körner werden nur bis ca. 0–1 mm gross. Er ist stets polysynthetisch nach $\{100\}$ verzwillingt. Er wurde auch röntgenographisch bestimmt.

Plagioklas – nur in Nestern bei Granat vorhanden – ist stets sehr feinkörnig und eng verwachsen mit Biotitschüppchen und farbloser, feinkörniger Hornblende. Er bildete in erster Generation wahrscheinlich bis millimetergrosse vereinzelte Körner. Heute ist er sehr feinkörnig (unter 0,1 mm) in Pflastern angeordnet, die nach der Lichtbrechung aus Albit bestehen.

Aktinolith bildet in dritter Mineralgeneration faserig büschelige Aggregate, deren Individuen bis mehrere Millimeter lang werden können. Er tritt besonders reichlich am Rand der Scholle auf.

Chlorit mit anomal olivgrauen bis olivbraunen Interferenzfarben ist optisch positiv und tritt nur in der dritten Mineralgeneration zusammen mit Aktinolith, oder aus Biotit sich bildend, auf.

Nebengemengteile: *Apatit* findet sich in rundlichen, bis 0,3 mm grossen Körnern. Bei den Erzmineralien wurde *Pyrit*, *Magnetkies* und *Ilmenit* beobachtet. Der *Zirkon*, der für Altersbestimmungen aufgearbeitet wurde, ist in B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) beschrieben. Es sei hier nur festgehalten, dass er ungewöhnlich gross ist (bis 0,5 mm) und zu über 50% aus grossen, idiomorphen, wenn auch oft zerbrochenen Körnern besteht. Er zeigt sehr schöne Kanten und Flächen und ist stets klar. Bei den untergeordnet auftretenden gerundeten Körnern sind recht oft Anwachsungserscheinungen zu beobachten. Dieser Zirkon unterscheidet sich von jenem des umgebenden Quarzdiorits durch seine Grösse und durch seine scharfkantigen, idiomorphen Kristalle. Er ist auch völlig verschieden von jenem der Paragneise, der zu über 90% aus gerundeten Individuen besteht.

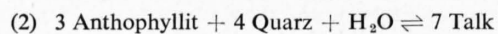
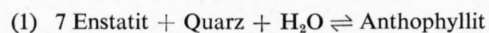
c) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Die Mineralabfolge der Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle ist fast einmalig in ihrer schönen Ausbildung und in ihren mineralfaziellen Unterschieden. Sie ist in Tab. 5 (S. 78) zusammen mit der Abfolge in den im gleichen Verband auftretenden anderen Gesteinen angegeben.

Die *erste heute noch nachweisbare Mineralgeneration*, bestehend aus Bronzit, Diopsid, Hornblende und Plagioklas, zeigt kein Erstarrungsgefüge. Vielmehr sind alle Mineralien xenomorph und durchdringen sich oft poikiloblastisch. Die femischen Mineralien bilden eine zusammenhängende Masse mit Quarz und etwas Plagioklas als Zwickelfüllungen. Das Gefügebild entspricht durchwegs einem metamorph granoblastischen Gefüge, wie es z. B. in den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen vorhanden ist. Die Mineralparagenese mit Orthopyroxen und Klinopyroxen als charakteristischen Mineralien entspricht nach D. DE WAARD (1965) der Granulitfazies, und zwar der Hornblende-Orthopyroxen-Plagioklas-Granulit-Subfazies. Die erste Mineralgeneration ist analog zu jener der hypersthenführenden Quarzdiorite und der hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse *vorherzynisch*.

Die Granatkranze, die zeitlich zwischen der ersten und zweiten Mineralgeneration entstanden sein dürften (siehe auch S. 32), entsprechen in der Ausbildung jenen der Quarzdiorite und der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse und werden im Kapitel zur Metamorphose (S. 75 ff.) noch besprochen.

Die *zweite Mineralgeneration* besteht aus Hornblende, Anthophyllit, Cummingtonit, Biotit und Plagioklas. Sie entspricht der Almandin-Amphibolitfazies. Anthophyllit und Cummingtonit bilden sich, wie direkt beobachtet werden kann, aus Orthopyroxen. Für Anthophyllit hat H. J. GREENWOOD (1963) folgende Reaktionen untersucht:



Für die Reaktion (1) gibt er eine Gleichgewichtstemperatur von 765° C bei 2000 Bar an. Diese Temperatur dürfte sich nach seinen Aussagen bei 10 Kilobar auf etwa 800° C erhöhen. Die Gleichgewichtstemperatur der Reaktion (2) beträgt 667° C bei 1000 Bar und dürfte bei 10 Kilobar auf etwa 710° C ansteigen. TH. HINRICHSSEN (1967) bestimmte als unterste Stabilitätsgrenze des Anthophyllits eine Temperatur von 520° C \pm 10° C für den eisenreichen Anthophyllit.

Da unsere Anthophyllite sehr wahrscheinlich Mg-reich sind, dürften sie sich zwischen ca. 600 und 750° C gebildet haben. Dies ist nur eine Annäherung, denn sie könnten auch metastabil entstanden sein. Die Reaktionen sind ja nicht vollständig abgelaufen, da noch alle beteiligten Phasen vorhanden sind (Bronzit, Anthophyllit, Cummingtonit, Talk).

Was den Cummingtonit betrifft, gibt K. SCHÜRMANN (1967) einen Stabilitätsbereich von 450° C bis 600° C für dessen eisenreichere Varietät Grunerit an, wobei aber beide Temperaturen bei zunehmendem Mg-Gehalt stark ansteigen. Die Stabilitätsgrenzen beider Mineralien (Anthophyllit und Cummingtonit), wenn sie Mg-reich sind, entsprechen durchaus der Almandin-Amphibolitfazies.

Die Neubildung der zweiten Mineralgeneration ist am Rand der Scholle viel intensiver als in deren Kern. Das Gefüge ist feingranoblastisch ohne wesentliche Regelung.

Die *dritte Mineralgeneration* mit Talk, Chlorit, Aktinolith gehört zur Grünschieferfazies und zeigt keine wesentliche Regelung im Gefüge.

d) Alter und Entstehung der Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle

Das Alter der Scholle ist nach petrographischen Argumenten (Granulitfazies, herzynische Beanspruchung des umgebenden Quarzdiorits) *vorherzynisch*. U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen der Scholle ergaben nach B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) schwach diskordante Alterswerte von rund 450 Mio. Jahren. Die Zirkone aus dem Disthen-Sillimanitgneis (6 m neben der Scholle) haben, wie in Fig. 5 und 6 der genannten Arbeit gezeigt wird, vor rund 450 Mio. Jahren einen starken Bleiverlust erlitten. Wären die Zirkone der Scholle wesentlich vor 450 Mio. Jahren gebildet worden, dann hätten sie praktisch ihr ganzes Blei verloren, während die Zirkone aus den Gneisen nur einen Teil ihres

Bleis verloren hätten. Nun aber zeichnen sich die Zirkone der Scholle gerade dadurch aus, dass sie gegenüber jenen der Diorite und des Disthen-Sillimanitgneises ungewöhnlich gross und klar sind, dass sie ferner sehr schöne Kristallformen zeigen und einen niedrigen Urangehalt aufweisen. Ein totaler Bleiverlust ist gerade für solche Zirkone äusserst unwahrscheinlich. Sie können deshalb primär nicht wesentlich früher als vor 450 Mio. Jahren gebildet worden sein – also vorherzynisch (kaledonisch) wie auch die Scholle selbst.

Das granoblastische Gefüge der Scholle ist kein typisches Erstarrungsgefüge; es handelt sich wahrscheinlich um ein metamorphes Gefüge. Kurz nach der Bildung des Gesteins aus einer Schmelze – denn dafür sprechen die schönen idiomorphen Zirkone – dürfte eine Metamorphose in Granulitfazies darüber hinweggegangen sein, die ebenfalls vorherzynisch und kaledonisch war. Allerdings könnte das Gestein auch unter Bedingungen der Granulitfazies direkt aus einer Schmelze das heute noch erkennbare Gefüge gebildet haben.

Die herzynische Metamorphose vermochte das Gefüge nicht wesentlich zu verändern. Es wurden nur untergeordnet, durch retrograde Umwandlung, Mineralien der Almandin–Amphibolitfazies gebildet. Auch alpin war die Scholle gegen die Metamorphose resistent. Das belegen die voralpinen Alterswerte der Biotite. Es wurden auch relativ wenig Mineralien der Grünschieferfazies gebildet.

Über die primäre Herkunft der Scholle Aussagen zu machen, erlauben die geologischen und petrographischen Argumente noch nicht. Immerhin sei bemerkt, dass in der Ivrea-Zone ähnliche, ultrabasische Gesteine in Granulitfazies – allerdings in anderen Grössenordnungen – auftreten, die man heute immer mehr aus dem oberen Erdmantel beziehen möchte.

4.2. Die Hornblendite

a) Vorkommen und makroskopische Beschreibung

Hornblendite wurden an der Oberfläche, in Form von metergrossen Linsen an verschiedenen Stellen in den Gneisen angetroffen. Sie unterscheiden sich in den Lagerungsverhältnissen nicht von den übrigen linsigen Einschlüssen. Sie werden von den herzynisch geprägten Gneisen konkordant umgeben.

Im Druckstollen Nalps–Curnera wurden solche Linsen an mehreren Stellen angetroffen; ferner treten Granathornblendite im Stollen Tgatilems–Curnera (1099 m ab Tgatilems) auf.

Im Handstück besitzen die Hornblendite ein massiges Aussehen. In manchen Fällen kann jedoch eine Paralleltextur der Hornblenden beobachtet werden. Die Hornblende ist das Hauptmineral, welches bis zentimetergrosse Körner bildet. Daneben können oft brauner Biotit und seltener roter Granat beobachtet werden. Bei stärker retrograd umgewandelten Typen kann hie und da hellgrüner Talk gefunden werden. Meistens sind die Hornblendite den Amphiboliten sehr ähnlich und bilden auch Übergänge zu diesen.

b) Mikroskopische Beschreibung

Unter dem Mikroskop wurden folgende Mineralien beobachtet: Hornblende, Biotit, Granat, Quarz, Plagioklas, Aktinolith, Chlorit, Talk und Zoisit sowie als Nebengemengteile Titanit, Erzminerale, Apatit und Zirkon. Diese Mineralien treten in mindestens zwei verschiedenen Generationen auf.

Hornblende ist das Hauptmineral der Hornblendite. Sie bildet bis zentimetergrosse, meistens xenoblastische und poikiloblastische Körner, seltener idiomorphe Stengel. Es können zwei verschiedene Typen unterschieden werden, deren Unterschiede vor allem im Pleochroismus zu finden sind. Die eine ist farblos, die andere bräunlichgrün. Folgende Eigenschaften wurden bestimmt: X = blass grünlichgelb, Y = licht olivbraun, Z = hell olivbraun; $2V_x = 80-90^\circ$; $Z \wedge c = 16-19^\circ$. Die farblose Hornblende unterscheidet sich in den optischen Eigenschaften nicht wesentlich von der bräunlichgrünen. Oft können eine entfärbte Aussenzone und ein farbiger Kern am gleichen Korn beobachtet werden. Retrograd wird sie umgewandelt zu Aktinolith und Chlorit.

Biotit tritt in Form xenomorpher Plättchen mit gelbbraunem Pleochroismus zwischen den Hornblenden und darin eingeschlossen auf. Er kann auch entlang S-Flächen zwischen den Hornblenden eingeregelt werden.

Quarz bildet Zwickelfüllungen zwischen den Hornblenden. Er kann aber auch, wie dies an den Granat-Hornblenditen des Stollens Tgatlens–Curnera beobachtet wird, mit Hornblende in graphischer Struktur verwachsen sein; dies auch seltener mit Granat und Erzmineralien.

Granat bildet bis zentimetergrosse, hypidiomorphe bis xenomorphe Körner, die als Einschlüsse rundliche Quarze enthalten. Sie zeigen oft nachträgliche, tektonische Beanspruchung.

Plagioklas ist meistens ganz zu *Zoisit* umgewandelt. Der letztere überwuchert in feiner Körnung die *Plagioklas*.

Aktinolith, *Chlorit* und *Talk* bilden als retrograde Umwandlungen feine Aggregate, die oft entlang S-Flächen angeordnet sind.

c) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Die zeitliche Mineralabfolge ist nicht so klar erkennbar wie in den übrigen Gesteinen. Immerhin können stets zwei Generationen unterschieden werden. Die *erste* besteht aus Hornblende, Biotit, \pm Granat, \pm Quarz, \pm Plagioklas. Sie besitzt ein xenoblastisches Gefüge mit poikiloblastischer Durchdringung der Mineralien. Sie gehört zur Almandin–Amphibolitfazies. Die *zweite Generation* besteht aus Talk, Chlorit, Aktinolith und seltener Biotit. Sie gehört zur Grünschieferfazies. Oft sind diese Mineralien entlang von jungen S-Flächen eingeordnet.

Die Hornblendite wurden wahrscheinlich *vorherzynisch* gebildet. Die herzynisch geprägten Gneise schmiegen sich an die Linsen mit oft massigem Gefüge an. Herzynisch dürfte die Bildung eingeregelter Biotite sein. Alpin wurden Talk, Aktinolith, Chlorit und der Zoisit der Plagioklas gebildet. Die Hornblendite haben gleich den übrigen Einschlüssen der Gneise eine vorherzynische, herzynische und alpine Metamorphose erlebt.

5. Die Diorite und Quarzdiorite

Abgesehen von den Paradis-Gneisen, die wahrscheinlich metamorphe Quarzdiorite sind, findet man linsenförmig in die Gneise eingelagerte Quarzdiorite nicht selten. E. AMBÜHL (1930) beschrieb ein Vorkommen nördlich des Piz Tagliola, welches 6 m auf 10 m misst. Der Diorit führt Andesin–Labrador, Biotit (mit starker mechanischer Beanspruchung) und Amphibol. E. NIGGLI (1944) erwähnt Diorite und Quarzdiorite aus dem Gebiet der Garvers da Nual, nördlich des Piz Máler, und aus dem Gebiet des Piz Cavradi, westlich des Arbeitsgebietes. Er unterscheidet die drei folgenden Typen:

- a) Grobkörnige, weiss-grün-schwarz gefleckte Diorite
- b) Einheitlich graue Diorite
- c) Schlierig auftretende, weiss-schwarz gefleckte, selten völlig massige Diorite

Alle drei Typen wurden im Feld beobachtet. E. NIGGLI (1948) nennt Quarzdiorite aus dem Gebiet des Rossbodenstocks, westlich des Arbeitsgebietes. Diese unterscheiden sich, wie vergleichende Beobachtungen an Dünnschliffen zeigten, sowohl im Gefüge wie in der mineralogischen Zusammensetzung von unseren Dioriten und Quarzdioriten.

5.1. Hypersthenführende, körnige Quarzdiorite

a) Vorkommen und makroskopische Beschreibung

Diese Quarzdiorite entsprechen dem oben genannten Typ a. Sie sollen, da sie sehr gut erhaltene vorherzynische Mineralbestände und wichtige Mineralabfolgen zeigen, hier eingehender behandelt werden.

Zwei Linsen dieses Typs wurden im Druckstollen Nalps–Curnera, im Verband mit den hochmetamorphen, hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen und den Disthen-Sillimanitgneisen, angebrochen. Die Verbandsverhältnisse sind in Fig. 18 (S. 77) dargestellt. Die grössere, in der Arbeit von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) bereits kurz beschriebene Linse ist im genannten Stollen bei 1130–1137 m aufgeschlossen worden. Sie enthält ihrerseits als Einschlüsse eine Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle und eine kleine Kalksilikatfels-Linse. Eine kleinere Quarzdiorit-Linse dieses Typs ist

im gleichen Stollen bei 1100 m vorhanden. An der Oberfläche finden sich solche Diorite im Gebiet der Garvers da Nual, nördlich des Piz Máler.

Im Inneren der Linsen zeigen sie ein meist massiges, teilweise schwach paralleltexturiertes Gefüge. Von blossen Auge erkennt man die dunklen Biotite und Biotitaggregate, grüne Flecken mit Amphibol sowie Quarz und Plagioklas. Die Korngrösse liegt im Bereich von ca. 1–5 mm; in grobkörnigen Partien können jedoch bis zentimetergrosse Biotitflatschen auftreten. Am Kontakt zum Gneis sind die Quarzdiorite auf einer Breite von 10–20 cm vergneist. Sie zeigen von innen nach aussen zunehmende Paralleltextur und gehen allmählich in den Gneis über.

Im Makrogefüge ist der massige Charakter vorherrschend. Das massige Gefüge geht am Kontakt über zu einer gneisigen Paralleltextur, die zu den Gneisen überleitet. Die letzteren umschliessen die Diorite weitgehend konkordant.

b) Mikroskopische Beschreibung

Folgende Mineralien wurden in den hypersthenführenden Quarzdioriten beobachtet: Plagioklas, Quarz, Biotit, Hypersthen, Anthophyllit, Cummingtonit, aktinolithische Hornblende, Chlorit, Zoisit, Klinozoisit, Sericit sowie Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit und Erzminerale als Nebengemengteile.

Diese Mineralien bauen mindestens drei verschiedene Mineralgenerationen auf, deren *erste erkennbare* das heutige Hauptgefüge mit dem Hauptmineralbestand aufbaut. Dieser Mineralbestand, abgeschätzt in Volumenprozenten, ist der folgende:

Plagioklas	40–65	Quarz	5–15
Biotit	10–30	Amphibol/Hypersthen	5–20

Dazu können noch bis zu 5% Granat kommen, der jedoch nicht sicher zur gleichen Generation gehört. Die *zweite Mineralgeneration* besteht aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Anthophyllit, Cummingtonit, aktinolithischer Hornblende und Biotit. Die *dritte Generation* schliesslich aus Chlorit, Aktinolith, Zoisit, Klinozoisit und etwas Sericit.

Plagioklas findet sich in der ersten und zweiten Mineralgeneration. In erster Generation besteht er aus im Mittel 1–2 mm grossen (maximal 5 mm grossen) Individuen, die meistens xenomorph sind und besonders gegen Quarz buchtige Verwachsungen zeigen. Der Anorthitgehalt beträgt 45–55%; es ist ein Andesin bis Labrador. Im Gegensatz zu den Plagioklasen der umgebenden Gneise besitzt er schwachen, normalen Zonarbau.

In zweiter Generation bilden sich aus den Plagioklasen der ersten Generation granuliert Pflaster, die aus feinkörnigen, um 0,1 mm grossen Andesinkörnern mit einem Anorthitgehalt von 40–45% bestehen. Der Vorgang der *Granulierung*, der eine verbreitete Erscheinung auch in den Gneisen ist, kann hier in seiner Entstehung beobachtet werden. Im massigen Kern der Quarzdiorite sind die Plagioklase zum Teil noch gut erhalten. Bei beginnender, tektonischer Durchbewegung bilden sich entlang Zwillingslamellen und am Rand der älteren grossen Plagioklase isometrische, kleine Körner. Die Menge der entstehenden, granulierten Plagioklase nimmt bei der randlichen Vergneisung zu, bis schliesslich alle Plagioklase der ersten Generation in granuliert und deformierte Plagioklasplaster umgesetzt sind. Diese Umwandlung wird auf S.80 besprochen, wo sie anhand der Fig.19 noch gezeigt wird.

In der dritten Mineralgeneration kann kein Plagioklas beobachtet werden. Die älteren Plagioklase werden aber zum Teil in Zoisit und Sericit umgewandelt.

Quarz bildet im Innern der Dioritlinsen rundlich-buchtige Körner und Kornaggregate mit nur schwacher Verzahnung. Sie sind im Mittel 0,5–1 mm gross. In der vergneisten Randzone der Linsen entstehen aus diesen feinkörnige, 0,1–0,3 mm grosse, stark verzahnte und oft gelängte Körner, die zu gelängten Pflastern angeordnet sind. Er bildet auch zwei Generationen: die erste Generation mit den rundlich-buchtigen Körnern im Inneren der Linsen und die zweite Generation mit den Quarzpflastern in der vergneisten Randzone. Ferner kann der Quarz myrmekitisch Biotit, Granat und Plagioklas verdrängen, wie dies aus Fig.9a ersichtlich ist. Er kann dann mit Biotit graphische Implikationsstrukturen bilden.

Biotit findet sich in drei Mineralgenerationen. In der ersten erkennbaren Generation besteht er aus bis 5 mm grossen Plättchen, die braungelben Pleochroismus besitzen und intensiv von Sagenit und Ilmenit durchsetzt sind. Rund 95% der für Altersbestimmungen aufbereiteten Biotite enthielten solche Einschlüsse. Diese Biotite zeigen oft eine beginnende, tektonische Beanspruchung dadurch, dass sie verbogen oder zerknittert sind. Charakteristisch für den Biotit der ersten Generation (mit den Hypersthenen) sind die Granatkränze, die sich um seine Aggregate und jene der Amphibole oder Hypersthene bilden. In zweiter Generation entsteht aus den genannten Biotiten feinschuppiger Biotit, der sich in der Farbe und in den Einschlüssen nicht wesentlich von jenen der ersten Generation unterscheidet. Im Innern der Linsen beginnen die grossen Biotite auszufrazen. In der vergneisten Randzone werden sie in feinschuppige, parallel zur Gneisschieferung eingeordnete Aggregate zerlegt, die Plättchen von 0,1–0,3 mm Grösse enthalten. Dieser Biotit entspricht im Aussehen und in der Einregelung jenem der Disthen-Sillimanitgneise. In dritter Generation finden sich Biotite neben Chlorit, die sehr feine, blass gelbbraune, einschlussfreie Schüppchen bilden. Ferner wird der Biotit der ersten und zweiten Generation teilweise in Chlorit umgewandelt.

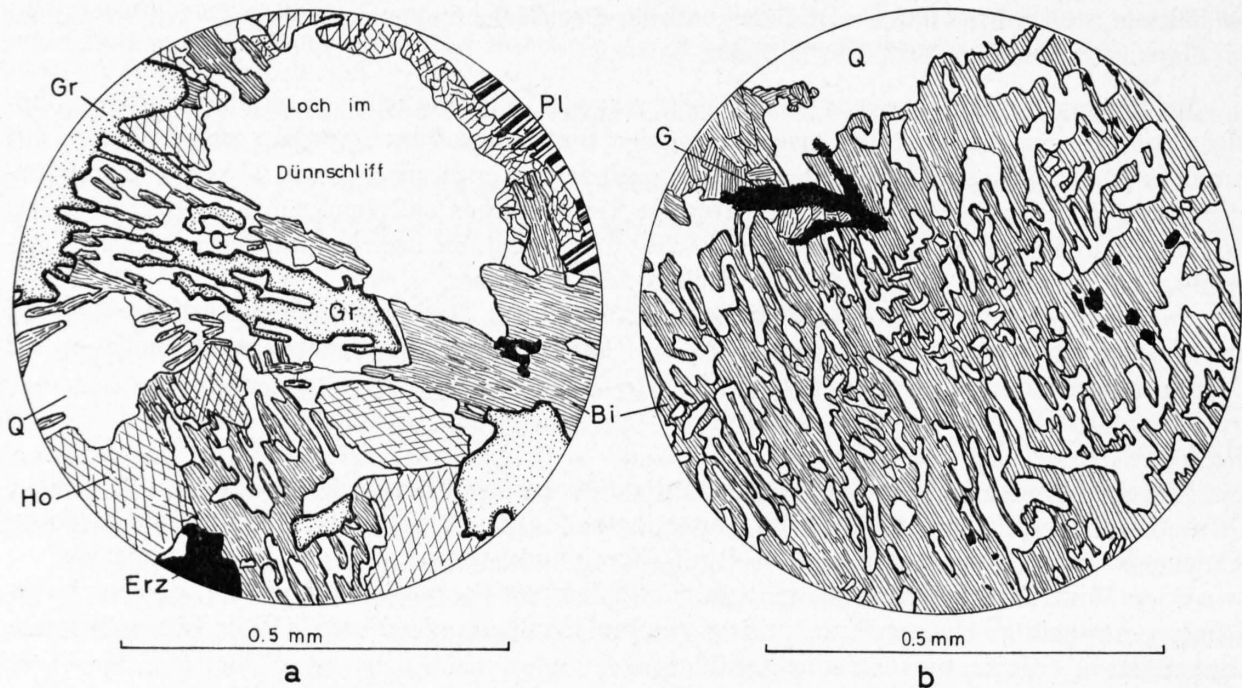


Fig. 9: Korrosion von Biotit, Granat und Hornblende durch Quarz.

Bi = Biotit	Ho = Hornblende
G = Graphit	Pl = Plagioklas
Gr = Granat	Q = Quarz

Hypersthen wird nur als Relikt in der ersten Mineralgeneration mitten in Aggregaten aus *Amphibolen* gefunden. Er wurde röntgenographisch bestimmt (siehe S.17), wonach er ca. 55–65% Enstatit enthält. Er zeigt sehr schwachen, blassgelben Pleochroismus. Aus den pseudomorphen Umwandlungen ist ersichtlich, dass er früher mehrere millimetergrosse, xenomorphe, seltener idiomorphe Körner bildete. Oft ist auch die Tendenz zu amöbenartiger Struktur zu beobachten.

Amphibole wurden in zweiter und dritter Mineralgeneration angetroffen. Sie bilden sich alle aus ursprünglichem Orthopyroxen. *Anthophyllit* tritt parallelverwachsen mit den *Hypersthen*resten auf. Er zeigt eine kleinere Lichtbrechung, höhere Doppelbrechung als der Orthopyroxen und ist auch an der Spaltbarkeit erkennbar. Seine gerade Auslöschung wurde auf dem Drehtisch kontrolliert. Auch wenn kein Orthopyroxen mehr zu erkennen ist, kann er im Innern der pseudomorphen Aggregate auftreten. Wie bei der Biotit-Hornblende-Pyroxenitsscholle, so kann auch hier Erzausscheidung beobachtet werden. *Cummingtonit* bildet kleine 0,1–0,5 mm grosse Stengel, die polysynthetisch nach $\{100\}$ verzwilligt sind. Auf dem Drehtisch wurden folgende Daten bestimmt: $2V_z = 78-80^\circ$; $Z \wedge c = 19-21^\circ$. Die *Cummingtonit*stengel spießen besonders vom Rand her in den *Anthophyllit* hinein. Sie nehmen den grössten Teil der pseudomorphen Aggregate ein. Beide Mineralien gehören zur zweiten Mineralgeneration. *Hornblende* tritt in ähnlicher Ausbildung auf wie der *Cummingtonit*. Sie ist optisch negativ, kann aber nicht in jedem Fall eindeutig von *Cummingtonit* unterschieden werden. Sie ist farblos bis blassgrün. Am Rande der Dioritlinsen ersetzt sie den *Cummingtonit* fast vollständig. *Anthophyllit*, *Cummingtonit* und die farblose, optisch negative *Hornblende* gehören zur zweiten Mineralgeneration. *Aktinolith* ist in faserig büscheliger Ausbildung in dritter Mineralgeneration zusammen mit *Chlorit* zu finden.

Die *Amphibole* der zweiten Mineralgeneration, zusammen mit den *Hypersthen*resten, sind im Innern der Linsen noch pseudomorph nach der ursprünglichen Form der Pyroxene; am Rand der Linse werden sie deformiert und in feinkörnigen Aggregaten parallel zur Gneisschieferung gelängt.

Granat tritt stets in Form von Kränzen um Biotit und um die Amphibolaggregate auf. Die Einzelkörner dieser Kränze sind im Mittel 0,1–0,3 mm gross, sie können aber 0,5 mm erreichen. Die angenäherte, chemische Zusammensetzung des Granats ergibt sich aus Fig. 4. Er dürfte etwa 20% Pyropkomponente enthalten.

Die Granatbildung erfolgte durch Anwachsung an Orthopyroxen (heute Amphibolaggregate) und Biotit, denn die Granate besitzen xenomorphe Korngrenzen an der den Biotiten und Amphibolen zugewandten Seite und idiomorphe Grenzen an der abgewandten Seite. Ferner sind die Kränze zwischen Biotit und Plagioklas und zwischen Amphibol und Plagioklas, nicht aber zwischen den genannten Mineralien und Quarz, ausgebildet. Es handelt sich bei der Granatbildung offenbar um eine Reaktion zwischen Biotit und Amphibol einerseits und Plagioklas andererseits.

Bei der Bildung der Mineralien der zweiten Generation wird der Granat hie und da von Quarz verdrängt, wie Fig. 9 zeigt. Ferner werden die Granatkränze im vergneisten Rand der Linse aufgelöst und die Granate zeilenartig in die Gneisschieferung eingeordnet. Sie werden dabei deutlich grobkörniger, sind also weitergewachsen.

Chlorit tritt nur in dritter Generation entlang feinen Klüften und S-Flächen auf. Er entsteht weitgehend durch Umwandlung aus Biotit und besitzt anomal olivbraune Interferenzfarben bei optisch positivem Charakter.

Zoisit und *Sericit* bilden sich ebenfalls in dritter Generation in Plagioklasen.

Nebengemengteile: *Apatit* bildet nicht selten bis 0,3 mm grosse rundliche Stengel. *Titanit*, *Sagenit* und *Ilmenit* finden sich als Ausscheidungen in den Biotiten der ersten und zweiten Generation. Als Erze finden sich vor allem *Pyrit* und *Magnetkies*. *Zirkon*, der für Altersbestimmungen aufgearbeitet wurde, ist in der Arbeit von B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) beschrieben. Er unterscheidet sich von jenem der Disthen-Sillimanitgneise dadurch, dass er ca. 50% idiomorphe Körner enthält gegenüber weniger als 10% in den Gneisen. Ebenso sind die Zirkone der Biotit-Hornblende-Pyroxenitsscholle verschieden. Die Zirkone sind dort viel grösser und sehr schön idiomorph mit scharfen Kanten. Auch treten dort weniger gerundete Zirkone auf.

c) Die zeitliche Mineralabfolge, Mineralfazies und Gefüge

Die zeitliche Mineralabfolge mit den wichtigsten Mineralumwandlungen und Neubildungen ist in Tab. 6 zusammengestellt. Wie bereits erwähnt wurde, können drei Mineralgenerationen unterschieden werden.

Die *erste Mineralgeneration*, bestehend aus Plagioklas, Biotit, Quarz und Hypersthen, baut das massige Hauptgefüge auf. Die Paragenese mit Orthopyroxen entspricht nach D. DE WAARD (1965) der Granulitfazies. Sie ist *vorherzynisch*, da sie in zweiter Generation herzynisch umgewandelt wird.

Die Granatbildung um Biotit und Orthopyroxen-Amphibolaggregate findet auch hier zwischen der ersten und zweiten Mineralgeneration statt. Die Granatkränze entstanden stets zwischen den genannten Mineralien und Plagioklas. Die Reaktion wurde auch von D. DE WAARD (1965) beobachtet. Sie zeigen aber, dass nur Teilreaktionen stattgefunden haben, denn alle Reaktionsteilnehmer sind noch vorhanden.

Die *zweite Mineralgeneration*, bestehend aus Plagioklas, Biotit, Anthophyllit, Cummingtonit, Hornblende, Quarz und Granat, entspricht der Almandin-Amphibolitfazies. Die Umwandlungen von Orthopyroxen zu Anthophyllit und Cummingtonit sind ähnlich wie in der Biotit-Hornblende-Pyroxenitsscholle. Als wesentlicher Faktor kommt jedoch die Vergneisung in der Randzone der Dioritlinsen hinzu.

Die Plagioklase werden granuliert und die entstandenen Pflaster lagig oder stengelig gelängt; die rundlichen Quarzkörner der ersten Mineralgeneration werden zu gelängten Pflastern mit intensiv verzahnten Quarzkörnern deformiert. Die Amphibolaggregate, die im Innern der Dioritlinsen noch nach Pyroxen pseudomorph sind, werden zu zeilig angeordneten Aggregaten gelängt. Der Biotit rekristallisiert feinschuppig und wird in S und parallel zum Streifenlinear eingeregelt. Schliesslich werden auch die Granatkränze um Biotit aufgesprengt und die Granatkörner zu Zeilen angeordnet. Durch diese Deformationen entsteht am Rand der Dioritlinsen eine vergneiste Zone mit dem gleichen Gefüge wie es herzynische Gneise besitzen.

Die zweite Mineralgeneration entsteht also dadurch, dass die Mineralien der ersten Generation retrograd umgewandelt sind und teilweise neue Mineralien an ihre Stelle treten. Dabei wird das Gefüge der ersten Generation am Rande der Linsen unter Bildung der herzynischen Gefügeelemente vergneist. Die zweite Mineralgeneration dürfte deshalb *herzynisch* sein.

Die *dritte Mineralgeneration*, bestehend aus Aktinolith, Chlorit, Biotit, Sericit und Zoisit, gehört zur Grünschieferfazies. Sie dürfte *alpin* sein.

5.2. Biotit-Hornblendediorite (einheitlich graue Diorite)

a) Vorkommen und makroskopische Beschreibung

Im Feld unterscheiden sie sich von den hellen, körnigen Dioriten durch ihre graue bis graugrüne Farbe. Sie bilden ebenfalls kleinere Linsen, die in Paragneise und in den Paradis-Gneis eingelagert sind. Beträchtlich grössere Linsen (bis über 50 m) treten an der Grenze zwischen Paradis-Gneisen und Mischgneisen auf entlang der Zone, welche sich vom Rein da Nalps (heute im Stausee) zum Fuss des Glatscher da Gannaretsch und von dort über die West- und Nordhänge des Piz Gierm (auch nördlich Pt. 2721 am Glatscher da Puezas) zum Felskopf südlich der Fuorcla da Puezas erstreckt. Der Diorit ist auch an der Strasse Nalps-Serengia zwischen Caschnariel und Turtatsch aufgeschlossen; er ist dort allerdings stark vergneist.

In Stollenaufschlüssen sind mehrere kleine Linsen im Druckstollen Nalps-Curnera angetroffen worden (siehe auch Fig. 10).

Im Handstück erkennt man 1–3 mm grosse Biotitplättchen, grüne Flecken mit Hornblenden und nur undeutlich die hellen Gemenzteile. Die vergneisten Typen unterscheiden sich oft von den Glimmer-Plagioklasgneisen durch die teilweise querliegenden Biotitplättchen und durch ihre fleckige, graugrüne Farbe.

Im Makrogefüge sind sie massig bis gneisig. Die umgebenden Gneise schmiegen sich an die Linsen an.

b) Mikroskopische Beschreibung

Unter dem Mikroskop fällt sofort die intensive retrograde Überprägung auf. Der ältere Mineralbestand kann meistens nur aus diesen retrograden Umwandlungen einigermaßen abgeschätzt werden. Der erste erkennbare Mineralbestand dürfte aus folgenden Mineralien (in Volumenprozenten abgeschätzt) bestanden haben:

Plagioklas	30–40	Quarz	10–30
Hornblende	15–40	Biotit	15–25

Auch hier sind mehrere Mineralgenerationen vorhanden, die sich aber nicht so gut unterscheiden lassen wie in den unter 5.1. beschriebenen, hellen Dioriten. Die erste erkennbare Mineralgeneration enthält nur noch stark umgewandelte Mineralien. In der zweiten Generation lässt sich die Granulierung der Plagioklase und die pseudomorphe Umwandlung älterer Hornblenden oder Pyroxene erkennen. Die dritte Generation enthält schliesslich Aktinolith, Chlorit und Zoisit.

Quarz bildet 1–2 mm grosse, meist undulös auslöschende, oft buchtig verwachsene Körner. Er kann aber auch feinkörnige Pflaster mit stark verzahnten Körnern bilden. Die Form der grobkörnigen Quarzaggregate entspricht jener der hypersthenführenden Quarzdiorite.

Plagioklas ist meistens sehr stark retrograd umgewandelt. An einigen noch gut erkennbaren Individuen einer ersten Generation wurde ein Anorthitgehalt von 35–40% bestimmt. Sie sind schwach normal zonar und zeigen Tendenz zu idiomorphem Wachstum. Nicht selten besitzen solche Körner einen schmalen, sauren Saum mit 20% Anorthit. Diese Plagioklasindividuen sind 1–2 mm gross. Die Granulierung in zweiter Generation kann oft beobachtet werden.

Biotit bildet in erster Generation 2–3 mm grosse Paketchen mit gelb-braunem Pleochroismus. Sie enthalten sehr viele Sagenit- und Titaniteinschlüsse, wobei die letzteren vorwiegend randlich auftreten. Diese Biotite sind oft verbogen und zeigen Querrisse. In zweiter Generation bildet sich Biotit in feinen Schuppen, die zusammen mit Amphibolen auftreten. In dritter Generation schliesslich sind blass gelbbraune Schüppchen zusammen mit Chlorit zu beobachten.

Amphibole treten fast immer in pseudomorphen Aggregaten auf, die entweder noch idiomorphe, 2–3 mm grosse, ehemalige Kurzstengel oder bis zentimetergrosse, poikiloblastische, ehemalige Körner andeuten. Die Pseudomorphosen bestehen aus sehr unterschiedlich grossen (ca. 0,1–1 mm langen) Stengeln und Nadeln einer polysynthetisch nach {1 0 0} verzwillingten, farblosen bis blassgrünen Hornblende mit $Z \wedge c = 17-20^\circ$ und optisch negativem Charakter. Nicht selten ist sie mit Aktinolith ($Z \wedge c$ um $12-15^\circ$) verwachsen. Diese Pseudomorphosen gehören wahrscheinlich zur zweiten Generation. Die Aggregate werden oft in Biotit oder in spießig strahligen Aktinolith umgewandelt. Der letztere kann die Pseudomorphosen ummanteln, wobei er aber spießig sowohl in die Amphibolaggregate wie in Quarz und Plagioklas hineinwächst.

Chlorit, Sericit, Calcit, Zoisit und Epidot treten schliesslich in grossen Mengen auf.

Als Akzessorien wurden Apatit, Zirkon, Titanit und Erzminerale beobachtet.

c) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

In den sehr intensiv retrograd umgewandelten Dioriten dieses Typs kann die Mineralabfolge nicht so gut erkannt werden wie in den anderen Dioriten.

Das Gefüge der ersten Generation mit Plagioklas, Hornblende (Pyroxen?), Quarz und Biotit entspricht vorwiegend dem Gefüge der anderen Diorite. Die Gemenzteile sind vorwiegend granoblastisch mit teilweise xenoblastisch-amöbenartigen Verwachsungen und teilweise poikiloblastischen Verbänden. Plagioklas zeigt hie und da Tendenz zu idiomorpher Ausbildung. Als wesentlicher Unterschied zu den übrigen Dioriten kann das vermehrte Auftreten von Hornblende (bis über 40%), das völlige Fehlen der Granatkränze und die sehr intensive retrograde Umwandlung betrachtet werden. Ursprünglich waren diese Gesteine wahrscheinlich Biotit-Hornblendediorite bis Quarzdiorite. Das vorwiegend massige Gefüge der ersten Mineralgeneration dürfte, da auch hier eine herzynische Beanspruchung beobachtet werden kann, vorherzynisch sein.

In der zweiten *Mineralgeneration* kann auch hier die Granulierung der Plagioklase und die Bildung feinkörniger, verzahnter Quarzpflaster beobachtet werden. Die Amphibole bilden ähnliche, pseudomorphe Aggregate, wie dies bei den hellen, körnigen Dioriten beobachtet wird. Beide Vorgänge, die Granulierung der Plagioklase und die Bildung pseudomorpher Amphibolaggregate, dürften *herzynisch* sein.

Die dritte *Mineralgeneration*, die hier oft vorherrscht, besteht aus Aktinolith, Chlorit, Zoisit, Epidot, Calcit, Sericit und Calcit. Sie gehört zur Grünschieferfazies und dürfte *alpin* sein.

5.3. Migmatitische Quarzdiorite

a) Vorkommen und makroskopische Beschreibung

Dieser Typ von Quarzdioriten tritt nicht mehr in homogenen Linsen auf, sondern schlierig-migmatitisch in die Gneise eingelagert. In Fig. 10 ist ein Beispiel aus dem Druckstollen Nalps–Curnera dargestellt. Der schlierig-migmatitische Quarzdiorit umgibt hier mehrere einheitlich graue Quarzdioritlinsen. Der ganze Verband der Diorite stellt seinerseits eine grössere Linse dar, die aber recht inhomogen ist und an welche sich die Gneise anschmiegen. E. NIGGLI (1944) beschrieb solche Quarzdiorite auch aus dem Gebiet der Garvers da Nual nördlich des Piz Máler. Das Erkennen dieser Quarzdiorite ist jedoch nicht immer leicht, da sie mit den anderen migmatitischen Bildungen verwechselt werden können.

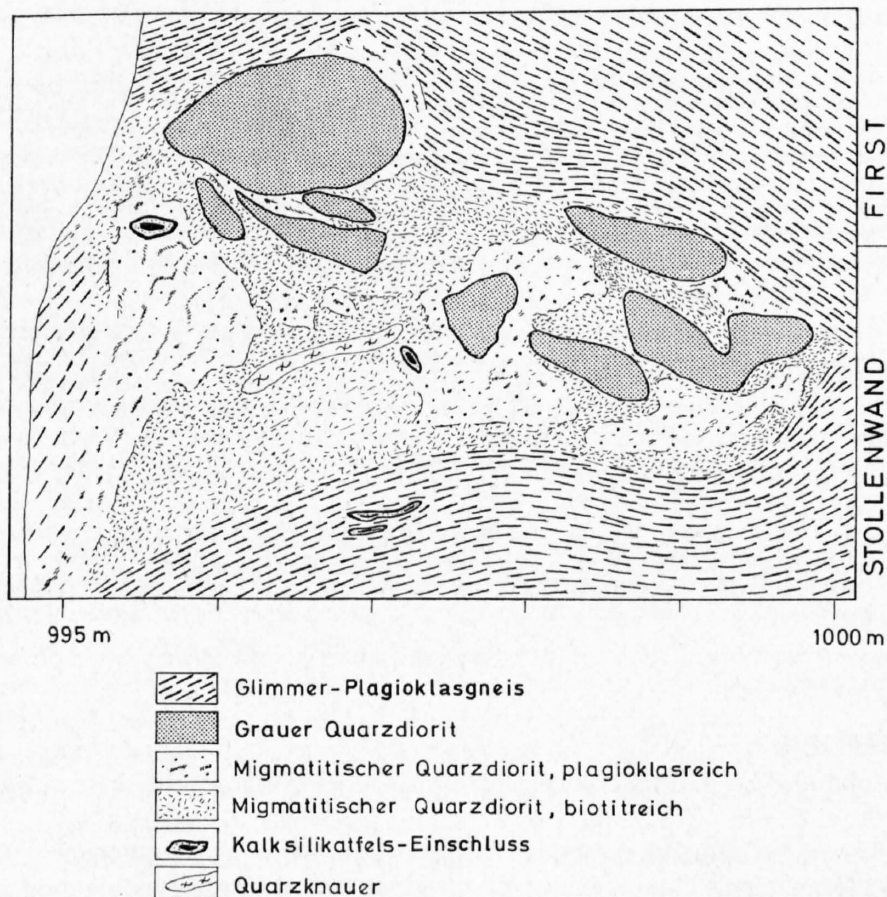


Fig. 10: Quarzdiorite aus dem Druckstollen Nalps–Curnera (995–1000 m ab Fenster Nalps).

Entsprechend ihrem migmatitischen Charakter ist das Aussehen dieser Quarzdiorite im Handstück recht variabel. Die biotitreichen Bereiche gleichen den Glimmer-Plagioklasgneisen sehr. Die hellen Bereiche sind in der Regel grobkörnig. Sie bestehen aus einem fleckigen Gefüge, in welchem bis

zentimetergrosse, dunkelbraune Biotite, weisser oder grauweisser Plagioklas und blauer oder schwach rosafarbener Quarz in mehrere Millimeter grossen Aggregaten erkannt werden.

Im Makrogefüge zeigt sich die massige Textur. Die herzynische Schieferung mit dem flachen Streifenlinear ist bei näherem Zusehen – besonders in biotitreichen Partien – gut erkennbar. Beide Gefügeelemente gehen oft quer durch die biotitreichen Schlieren hindurch. Das massige Hauptgefüge mit den Schlieren dürfte demnach vorherzynisch sein.

b) Mikroskopische Beschreibung

Unter dem Mikroskop wurden folgende Mineralien bestimmt: Plagioklas, Biotit, Quarz, Granat, Chlorit, Zoisit, Klinozoisit, Sericit und Calcit sowie als Nebengemengteile: Titanit, Apatit, Zirkon und Erzminerale. Diese Mineralien bauen drei Mineralgenerationen mit verschiedenem Gefüge auf.

Der ersten Generation entspricht das grobkörnige, massige Hauptgefüge, das aus Plagioklas, Biotit, Quarz und Granat besteht. Die zweite Generation setzt sich aus denselben Mineralien zusammen; deren Gefüge unterscheidet sich aber von jenem der ersten Mineralgeneration. Die dritte Generation besteht aus Chlorit, Biotit, Sericit, Zoisit, Klinozoisit, Calcit, Quarz und etwas Albit.

Plagioklas wird in drei Mineralgenerationen beobachtet. In der ersten erkennbaren Generation bildet er bis 5 mm grosse, deutlich idiomorphe, aus Albit- und Periklinzwillingen bestehende Individuen mit 40–50% Anorthit. Sie enthalten meistens auch schon granuliert Plagioklas der zweiten Generation. In zweiter Generation besteht er aus feinkörnigen Pflastern, die aus schwach normal zonaren, 0,1–0,3 mm grossen, isometrischen, ca. 30% Anorthit führenden Andesinkörnern aufgebaut sind. Diese Pflaster sind oft deformiert und enthalten nicht selten Reste von grösseren Plagioklasen der ersten Generation. In dritter Generation tritt Albit in kataklastischen Pflastern zusammen mit Quarz und Chlorit auf. Er ist meist kleiner als 0,1 mm.

Biotit tritt ebenfalls in drei Generationen auf. Die erste Biotitgeneration besteht aus dicktafeligen, bis 1 cm grossen Individuen mit gelbbraunem Pleochroismus. Sie zeigen sehr intensive Ilmenitausscheidungen in Form feiner, rötlichbraun durchschimmernder bis opaker Plättchen. Diese Biotite sind oft verbogen und zeigen Querrisse. Die Biotite der zweiten Generation sind 0,2–0,5 mm grosse, in die herzynischen Gneisgefüge eingeregelter Schuppen mit gelbbraunem Pleochroismus. Oft ist direkt ersichtlich, dass der Biotit der ersten Generation dabei ausfranst und zerkleinert wird. Ferner findet sich Biotit mit blass gelblich-grünem Pleochroismus an Rissen im Granat und um die Granate herum. Diese werden bis 2 mm gross und sind praktisch einschchlussfrei. Sie gehören vielleicht zur dritten Generation. In dritter Generation tritt feinschuppiger, blass gelbbrauner oder blassgrüner Biotit zusammen mit Chlorit in feinen kataklastischen Pflastern aus Plagioklas und Quarz und parallelverwachsen mit Biotit der ersten und zweiten Generation auf.

Granat wurde in erster und zweiter Mineralgeneration beobachtet. Er bildet in der ersten Generation bis zentimetergrosse, rundliche Körner, die als Einschlüsse rundliche Quarzkörner und auffallend viel Apatit enthalten. Sie sind blassrosa. In der zweiten Generation werden die Granate deutlich gelängt. Aus grossen Einzelkörnern entstehen Teilkörner, die entlang Rissen versetzt sind. Daneben finden sich 0,2–0,5 mm grosse Granate zusammen mit Biotit in der zweiten Mineralgeneration. Die Granate enthalten zwei verschiedene Scharen von Rissen. Die schräg zur herzynischen Gneisschieferung verlaufenden Risse sind mit Quarz, Plagioklas und grünem Biotit verheilt; die quer dazu verlaufenden mit Chlorit. Durch diese Risse entsteht die Maschenstruktur der Granate.

Chlorit mit anomal olivgrauen Interferenzfarben und optisch positivem Charakter tritt in den kataklastischen Pflastern der dritten Generation und in Rissen der Granate auf. *Calcit* findet sich bevorzugt entlang Rissen zusammen mit Chlorit, *Sericit* und *Zoisit* entstehen durch Umwandlung der Plagioklas der ersten und zweiten Generation. *Klinozoisit* schliesslich tritt zusammen mit Biotit in Körnern bis 0,5 mm Grösse auf.

Die Nebengemengteile bestehen aus *Apatit*, der in *Granat* eingeschlossen oder im Gefüge allgemein in rundlichen Stengeln auftritt, aus *Zirkon* und Erzminerale sowie etwas *Titanit*.

c) Zeitliche Mineralabfolge und Gefüge

Besonders anhand des Gefüges können hier die drei Mineralgenerationen recht gut unterschieden werden.

Die erste erkennbare Mineralgeneration, bestehend aus teilweise idiomorphem Plagioklas (bis 50% An), Biotit, Granat und Quarz, bildet ein massiges, vorwiegend granoblastisches Gefüge. Die Mineralparagenesen und das Gefüge sind vorherzynisch, weil sie durch die herzynische Metamorphose mit ihren typischen Gefügeelementen deformiert und z. T. vergeist werden.

Die zweite Mineralgeneration, bestehend aus Plagioklas (ca. 30% An), Quarz, Biotit und Granat, bildet das bekannte herzynische Gefüge mit den eingeregelter Plagioklas- und Quarzpflastern. Die Umwandlungen und die Einregelung von Plagioklas, Quarz und Biotit in dieses neue Gefüge können direkt beobachtet werden. Die Mineralien gehören zur Almandin–Amphibolitfazies.

Die *dritte Mineralgeneration* mit Chlorit, Quarz, Albit, Biotit, Zoisit, Klinozoisit und Calcit gehört zur Grünschieferfazies. Mit diesen Mineralien können die typischen kataklastischen Pflaster beobachtet werden.

5.4. Alter und Genese der Diorite und Quarzdiorite

Obwohl die kleinen Diorit- und Quarzdioritlinsen im nordöstlichen Gotthardmassiv von E. NIGGLI (1944) recht gerne mit den jungherzynischen Intrusivgesteinen in Beziehung gebracht werden, kann für die hier beschriebenen Diorite das vorherzynische Alter schon rein petrographisch belegt werden, und zwar auf Grund folgender Argumente:

- a) Alle hier beschriebenen Diorite und Quarzdiorite treten als Linsen in herzynisch metamorphisierten Gneisen auf. Sie werden vom herzynischen Gneisgefüge weitgehend konkordant umgeben.
- b) Bei allen Dioriten kann die herzynische Beanspruchung auf das ursprünglich massige Gefüge beobachtet werden. Dazu gehören: die randliche Vergneisung der Dioritlinsen unter Bildung des herzynischen Gneisgefüges, die Granulierung der Plagioklase, die Bildung feinkörniger verzahnter Quarzpflaster.
- c) Mineralfaziell können bei den hypersthenführenden Quarzdioriten eine vorherzynische, granulitische Mineralparagenese und eine herzynische, in Almandin-Amphibolitfazies geprägte Paragenese unterschieden werden.

U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen einer hypersthenführenden Quarzdioritlinse ergaben Alterswerte, die in der Nähe von 450 Mio. Jahren liegen (B. GRAUERT & A. ARNOLD 1968). Die in den Quarzdiorit eingeschlossene, ultrabasische Scholle (Biotit-Hornblende-Pyroxenit) konnte recht eindeutig ebenfalls mit 450 Mio. Jahren datiert werden. Der Quarzdiorit kann nicht älter sein als die eingeschlossene Scholle. Er dürfte sich ebenfalls zu kaledonischer Zeit gebildet haben. Ob das erste erkennbare Gefüge mit der Mineralassoziaton der Granulitfazies ein Erstarrungsgefüge ist oder nicht, kann nicht ohne weiteres entschieden werden. Der Diorit könnte auch unter Bedingungen der Granulitfazies aus einer Schmelze erstarrt sein. Das eher granoblastische Gefüge sieht nach einem metamorphen Gefüge aus. Da aber die hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse doch Paragesteine sein dürften, granulitisch geprägt sind und mit dem Diorit in engem Verband stehen, ist es für die Beurteilung der Mineralfazies an sich bedeutungslos, ob das Gefüge durch Umwandlung eines bereits vorhandenen Gefüges oder durch Erstarrung aus einer Schmelze entstanden ist.

Ob alle übrigen Diorite das gleiche Entstehungsalter haben, bleibe dahingestellt. Sie sind aber aus den petrographischen Argumenten (siehe oben) als vorherzynisch zu betrachten.

Selbstverständlich können sie nicht mit den von E. NIGGLI (1948) beschriebenen Quarzdioriten aus dem Gebiet des Rossbodenstocks verglichen werden, die er zu herzynischen Intrusivgesteinen rechnet. Diese besitzen schöne idiomorphe und zonare Plagioklase. Es fehlen Orthopyroxen, die Granatkränze und die granulierten Plagioklase. Überhaupt scheint dort die herzynische Metamorphose in Amphibolitfazies die Diorite nicht erfasst zu haben. Auch der Uffiern-Diorit zeigt keine granulierten Plagioklase und keinen Orthopyroxen. Beide Diorite scheinen im Gegensatz zu unseren Dioriten nicht polymetamorph zu sein, weshalb sie auch jungherzynisch sein können.

Die *primäre Entstehung* der Quarzdiorite und Diorite kann aus rein feldgeologischen Beobachtungen nicht abgeleitet werden. Es fehlen primäre Kontakte. Die Zirkone des hypersthenführenden Quarzdiorits unterscheiden sich wesentlich von jenen der umgebenden Paragneise. Jene der Gneise sind zu über 90% gerundet, während der Quarzdiorit ca. 50% idiomorphe Zirkone aufweist. Er enthält aber immerhin noch über 20% runde Zirkone. Das kann ein Hinweis dafür sein, dass der aus einer Schmelze gebildete Diorit viele Zirkone aus dem Paramaterial aufgenommen hat. Einen Hinweis in dieser Richtung gibt auch die im Quarzdiorit eingeschlossene Kalksilikatfels-Linse. Eine Anatexis in situ wird hingegen für diesen Quarzdiorit aus der Verschiedenheit der Zirkone im Paragneis unwahrscheinlich sein. Der Quarzdiorit dürfte in die Paragneise intrudiert sein, wobei er unter granulitischen Bedingungen erstarrt sein dürfte oder kurz nach seiner Bildung eine granulitische Metamorphose erlitten hat.

Die Bildung der migmatitischen Quarzdiorite dürfte wohl anders sein. Die schlierige Bänderung mit nebulitischen Übergängen entspricht mehr dem Bild, das K. MEHNERT in verschiedenen Arbeiten für Metatexite und Diatexite aus dem Schwarzwald beschreibt.

6. Die Quarzite

Quarzitische Gesteine wurden in Stollenaufschlüssen nur in Form sehr feiner Lagen in der Nähe der Urseren-Zone angetroffen. Ferner können Kalksilikatfelse sehr quarzreich werden und damit zu Quarziten überleiten. Grössere Quarzitvorkommen wurden jedoch im Arbeitsgebiet nicht angetroffen. Solche wurden von E. NIGGLI (1944) besonders aus der dem Permokarbon direkt südlich vorgelagerten Zone beschrieben. Er lässt dabei die Frage offen, ob sie eingefaltetes Permokarbon darstellen.

VI. Pegmatite, pegmatoide Gesteine und Quarzgänge

1. Die Pegmatite und pegmatoiden Gesteine

Obwohl gangförmige Pegmatite im ganzen östlichen Gotthardmassiv sehr häufig sind, treten ebenso zahlreiche pegmatitische Schlieren, Linsen und Zwickelfüllungen auf, die wahrscheinlich nie Gangcharakter hatten.

Der Mineralbestand der Pegmatite und pegmatoiden Gesteine ist recht arm an verschiedenen Mineralarten. Im wesentlichen bestehen sie aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit, Granat, Turmalin sowie seltener Pechblende und anderen Erzmineralien. Die Erscheinungsform der Pegmatite und pegmatoiden Gesteine ist jedoch recht verschieden. Folgende Varietäten wurden vor allem angetroffen:

- a) Muskovitpegmatite
- b) Granatpegmatite
- c) Granat-Turmalinpegmatite
- d) Turmalinpegmatite

Dazu kommen quarzreiche Pegmatite und Pegmatite mit Pechblende.

Ihr Vorkommen erstreckt sich über das ganze Gebiet. Besonders häufig sind pegmatoide Gesteine und Pegmatite in der Zone, die direkt südlich der Urseren-Zone liegt. Sie erlauben dort oft erst die Abgrenzung zwischen dem Permokarbon und dem völlig alpin überwältigten Altkristallin auf wenige Meter einzuengen.

a) *Muskovitpegmatite*

Sie finden sich überall. Teilweise bilden sie diskordante Gänge, teilweise feine Lagen oder Linsen. Auch im «heterokinetischen» Raum mancher Linseneinschlüsse der Gneise treten sie zusammen mit anderen Pegmatittypen auf. Sie enthalten weissen oder blaugrauen Alkalifeldspat (bis mehrere Zentimeter gross), Muskovit (bis ca. 10 cm gross) sowie Quarz und feinkörnigeren Plagioklas. Obwohl die Gänge die Gneise oft diskordant zur Bänderung durchziehen, kann nicht selten beobachtet werden, dass die herzynische Schieferung auch durch den Pegmatit hindurchsetzt. Oft hat man den Eindruck, die Streifung der Gneise auch im Pegmatit zu sehen.

b) *Granatpegmatite und Granat-Turmalinpegmatite*

Dieser Typ ist besonders im Stollen Nalps-Curnera und bei der Staumauer Curnera häufig angetroffen worden. Auch hier bilden sie oft diskordante Gänge, und auch hier kann beobachtet werden,

dass die herzynische Schieferung durch beide Gesteine, Gneis und Pegmatit, hindurchsetzt. Diese Pegmatite sind oft sehr quarzreich. Oft führen sie Granat, der bis über 1 cm gross werden kann.

Im Dünnschliff wurde folgendes beobachtet: Die *Alkalifeldspäte* sind in gleicher Weise granuliert wie die Feldspäte der Gneise. Diese granulierten Pflaster bestehen hier aus 0,2–0,5 mm grossen Mikroklinkörnern. Am Rande eines Pegmatits (Stollen Nalps–Curnera 1115 m) konnte beobachtet werden, wie von der Gangmitte nach aussen der Alkalifeldspat sukzessive durch Oligoklas und Muskovit ersetzt wird. Der Oligoklas ist dabei in gleicher Weise granuliert wie in den Gneisen. Der Quarz der Pegmatite bildet ähnliche verzahnte Pflaster, wie er in den Gneisen angetroffen wird. Auch diese sind in der Schieferung gelängt. Daneben wird *Muskovit* in die Schieferung eingeregelt. Diese Pegmatite zeigen demnach die herzynische Überprägung auch unter dem Mikroskop.

Zusammen mit den gangförmig eingelagerten Pegmatiten treten zahlreiche Schmitzen, Lagen und Zwickelfüllungen aus pegmatoidem Material auf. Diese sind oft sehr quarzreich und führen grosse Turmaline und Granat. Es wurden *Turmaline* mit Stengelquerschnitten bis zu 10 cm angetroffen. Sie sind stets kurzstengelig und zeigen idiomorphe Kristallformen. Endflächen konnten an den Kurzstengeln oft gesehen werden. Sie sind stets schwarz. Ferner treten solche Turmaline in 1–2 cm dicken pegmatoiden Bändchen auf. Sie ragen dann wie Knollen in den Gneis hinein. *Granat* ist recht häufig mit Turmalin vergesellschaftet. Er wird bis über 1 cm gross, kann aber Granatitknollen bis zu 10 cm bilden. Wie die Analyse in Tab. 3 zeigt, ist er recht manganreich (11% MnO).

Bei Kalksilikatfels-Linsen und anderen linsigen Einschlüssen können pegmatoide Zwickelfüllungen beobachtet werden, die auch Turmalin und Granat führen.

Ausser den genannten Typen wurde östlich des Stausees Nalps (Koord. 701.900/164.500) ein Pegmatit mit *Pechblende* beobachtet. Die Pechblende ist mit Turmalin verwachsen und nur an dieser Stelle beobachtet worden. Es ist nach S. 18 ein thoriumarmer Uraninit. Der Pegmatit ist ein quarzreicher Turmalinpegmatit.

c) Alter und Entstehung der Pegmatite

Die Pegmatite wurden altersmässig recht verschieden interpretiert. H. M. HUBER (1943) zählt alle Pegmatite zum jungherzynischen Magmenzyklus. E. AMBÜHL (1930), R. U. WINTERHALTER (1930) und E. NIGGLI (1944, 1948) stellen einen Teil der Pegmatite in Beziehung mit der Bildung der Streifengneise.

Aus den genannten Beobachtungen muss auch hier angenommen werden, dass ein Teil der Pegmatite und vor allem der pegmatoiden Bildungen älter ist als die jungherzynischen Intrusionen – wahrscheinlich früh- bis vorherzynisch. Dafür spricht auch ein Muskovitalter von A. ARNOLD & E. JÄGER (1965) mit einem Wert von 365 ± 21 Mio. Jahren, was ein frühherzynisches Alter ist (Rb–Sr-Methode).

Wie oben beschrieben wurde, ist ein Teil der Pegmatite herzynisch metamorphosiert worden. Die typischen herzynischen Gefüge finden sich sowohl in Pegmatiten wie in Gneisen. Ein grosser Teil der Pegmatite muss deshalb vorherzynisch gebildet worden sein. Dabei braucht, mindestens für die pegmatoiden Bildungen, an keinen Zusammenhang mit magmatischen Intrusionen gedacht zu werden. Dies besonders nicht für die pegmatoiden Zwickelfüllungen und Bänder mit grossen Turmalinen.

Ein Teil der Pegmatite dürfte jedoch zu den jungherzynischen Intrusionen gehören, denn in Sta. Maria werden pegmatoide Bildungen im Medelser Granit beobachtet.

2. Die Quarzgänge

Quarzadern sind, zusammen mit Quarzgängen, häufige Begleiter der Gesteine im Arbeitsgebiet. Sie finden sich als feine Adern, als metermächtige Gänge oder auch als Knollen. Quarzreiche Pegmatite und Quarzgänge sind nicht immer eindeutig unterscheidbar. Die quarzreichen Pegmatite wurden bei den Pegmatiten erwähnt. Sie sind voralpin und teilweise vorherzynisch.

Alpine Quarzgänge treten als Quarzbänder der alpinen Zerrklüfte auf. Diese sind besonders häufig in der Nähe alpiner Scherzonen. Nicht selten sind Quarzgänge vererzt. Im Staumauerfundament Cur-

nera wurde ein bis 4 m mächtiger Quarzgang freigelegt (siehe Taf. II), der als Erzminerale Pyrrhotin und Pyrit sowie untergeordnet Bleiglanz, Kupferkies und Cobaltin führt. In zahlreichen Drusen wurde neben Quarz, Adular und Calcit noch etwas Zinkblende beobachtet.

Das häufige Auftreten von Quarzgängen in der Nähe alpiner Scherzonen macht eine genetische Verknüpfung wahrscheinlich.

VII. Die intermediären Gänge

1. Vorkommen und allgemeine Beschreibung

Die altkristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes, wie jene des mittleren und östlichen Gotthardmassivs überhaupt, werden von zahlreichen Gängen mit quarzdioritischer bis gabbrodioritischer Zusammensetzung durchschwärmt. E. NIGGLI (1944) bezeichnete sie zusammenfassend als intermediäre Gänge. Da hier keine eingehende Studie über diese Gesteine vorgelegt werden kann, sei diese Bezeichnung beibehalten. Die folgende Beschreibung hat nur inventarischen Charakter.

Vorkommen solcher Gänge können aus dem ganzen Arbeitsgebiet und den angrenzenden Gebieten genannt werden. Interessant und neu ist, dass sie auch im Tavetscher Zwischenmassiv gefunden werden, und zwar bisher an folgenden Stellen: im Stollenabschnitt Oberalp-Val Val (bei den Laufmetern 310, 650 und 896–903), im Abschnitt Oberalp-Tgatlens (bei den Laufmetern 10–14, 250, 310 und 1086) und an der Oberfläche oberhalb des Höhenwegs zur Val Maighels südöstlich vom Oberalppass, in den Aufschlüssen bei Plauncas Cuflegl (Koord. 694.700/167.420).

Die Verbandsverhältnisse zeigen folgende allgemeine Erscheinungen: Die intermediären Gänge, bis ca. 5 m breit, durchschlagen die Altkristallingesteine diskordant. Sie schneiden dabei sowohl die Bänderungen als auch die herzynische Schieferung mit dem Streifenlinear diskordant ab. Seltener können auch Gneisbruchstücke in den intermediären Gängen beobachtet werden.

Sehr oft sind die Gänge parallel zum eigenen Streichen oder in steilem Winkel dazu geschiefert. Diese Schieferung ist stets vom steilen alpinen Strömungslinear begleitet, und sie kann die intermediären Gänge zu Phylloniten umprägen. Diese sind dann auf den ersten Blick leicht mit alpinen Gneisphylloniten zu verwechseln. Sie besitzen aber oft auf den S-Flächen charakteristische braune und grüne Flecken, die Biotit und Chlorit enthalten.

Die räumliche Lage der eingemessenen Gänge ist in Fig. 13 angegeben. Sie stimmt weitgehend überein mit dem von H. M. HUBER (1943) angegebenen maximalen NW–SE-Streichen. Vergleicht man die Lage mit jener der alpinen Scherzonen in Fig. 16, so fällt auf, dass sie zu einem grossen Teil für beide Gesteine übereinstimmt. Die oft sehr intensive, alpine Verschieferung der intermediären Gänge wird dadurch durchaus verständlich.

2. Die Typen der intermediären Gänge

Zufolge ihrer primären Variabilität und ihrer sehr unterschiedlichen, alpinen Überprägung fällt eine Unterscheidung der verschiedenen Typen im Feld recht schwer. Wohl können typische Dioritporphyrite von biotit- oder hornblendereichen Gängen unterschieden werden. Viele Typen sind feinkörnig und hornfelsartig ausgebildet, so dass makroskopisch nur wenige oder keine Mineralien erkannt werden können. Andere Typen zeigen eine völlige Veränderung ihres ursprünglichen, makroskopischen Aussehens durch die alpine Schieferung. Im wesentlichen wurden drei Typen unterschieden:

- a) Dioritporphyrite bis Quarzdioritporphyrite
- b) Dichte, graue bis grauschwarze Gänge
- c) Biotitreiche und hornblendereiche Gänge

a) Die Dioritporphyrite bis Quarzdioritporphyrite

In der Region Nalps und Curnera sind die Dioritporphyrite bis Quarzdioritporphyrite die häufigsten intermediären Gänge. Besonders im Raum der Staumauer Curnera treten sie häufig an den Oberflächen und in Stollen auf. Auch die im Tavetscher Zwischenmassiv (siehe oben) angetroffenen Gänge sind von diesem Typ. Sie entsprechen den Typen II und III von E. NIGGLI (1944).

Makroskopisch sind es braune bis braungraue Gesteine, die bei Verschieferung grünlich werden und in welchen man immer Einsprenglinge von Plagioklas und Quarz erkennen kann. Diese Einsprenglinge werden bis ca. 3 mm gross. Bei verschieferten Typen bleiben die Einsprenglinge häufig als kleine Augen erhalten. Am Rand der Gänge tritt oft ein feinkörniges, dichtes Salband ohne Einsprenglinge auf. Die Grünfärbung durch Verschieferung kann bisweilen am gleichen Gang beobachtet werden. Bei dichten, braunen Zonen im Innern der Gänge treten dann randlich grüne, phyllonitische Zonen auf. Häufig sind sie aber auch ganz phyllonitisch verschiefert.

Unter dem Mikroskop fällt fast immer die intensive, alpin metamorphe Umwandlung auf. In einer feinkörnigen Grundmasse liegen – oft nur als Pseudomorphose erkennbar – idiomorphe Plagioklaseinsprenglinge als Einzelkörner oder als Korngruppen sowie rundliche Quarzeinsprenglinge oder Quarzaggregate. An den Plagioklaseinsprenglingen wurden ein Anorthitgehalt von 25–30% bei schwachem, normalem Zonarbau ermittelt. Sie besitzen oft charakteristische Albit- und Periklinzwillinge mit diagonal fleckiger Anordnung der Zwillingsindividuen. Die Quarzeinsprenglinge bestehen aus rundlichen Aggregaten mit verzahnten Einzelkörnern. Die Aggregate aus Biotit, Epidot und Calcit, die oft nach Hornblende oder Pyroxen pseudomorph sind, dürften ursprünglich aus diesen Mineralien bestanden haben. Die Grundmasse besteht aus Quarz, leistenförmigem Plagioklas (Albit), Biotit, Chlorit, Epidot, Calcit und Sericit. Sie ist sehr feinkörnig. Als Akzessorien wurden Titanit- und Erzminerale beobachtet. Die Plagioklase sind auch hier oft vollständig in Zoisit und Sericit umgewandelt.

Das Gefüge ist bei gut erhaltenen Typen oft porphyrisch mit ophitischer Grundmasse und sperriger Anordnung der Plagioklase. Bei verschieferten Typen ist die Grundmasse kataklastisch und oft rekristallisiert. Die Einsprenglinge sind dann gelängt und nur als Sericitflecken noch vorhanden.

b) Dichte, graue bis grauschwarze Gänge

Sie treten im Gebiet Nalps und Curnera weniger häufig auf als bei den unter a) beschriebenen Typen. Solche wurden im Druckstollen Nalps–Curnera (1170–1220 m) angetroffen. Makroskopisch lassen sich kaum einzelne Mineralien erkennen. Es sind einfach dichte, ausserordentlich zähe, graue bis grauschwarze Gesteine.

Unter dem Mikroskop zeigt sich eine ähnliche Grundmasse wie in den Dioritporphyriten. Sie enthalten stellenweise Einsprenglinge aus Biotit, Calcit und Chlorit sowie Erzminerale. Diese Einsprenglinge sind pseudomorph nach Hornblende oder Pyroxen. Quarz kann ferner mehrere Millimeter grosse, rundliche Einsprenglinge bilden, die heute aus verzahnten Mehrkornaggregaten bestehen. Die Hauptmasse setzt sich zusammen aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit und Carbonat, mit Titanit und Erzminerale als Nebengemengteilen. Der Plagioklas ist auch hier leistenförmig und wird bis 0,1 mm gross. Calcit kann hier zum vorherrschenden Gemengteil werden. Das Gefüge lässt den ursprünglich ophitischen Charakter meistens nur vermuten.

c) Biotitreiche und hornblendereiche Gänge

Biotit- und hornblendereiche Gänge sind häufiger in der Nähe des Medelser Granits östlich des Arbeitsgebietes. Sie wurden auch untergeordnet in der Region Nalps und Curnera nur selten angetroffen. Ein solcher Gang wurde im Druckstollen Nalps–Curnera bei 2618 m angefahren. Makroskopisch sind es oft dichte Gänge, die nicht selten ihren Biotit- oder Hornblendereichtum erahnen lassen.

Unter dem Mikroskop wurden folgende Mineralien beobachtet: Hornblende, Quarz, Plagioklas, Chlorit, Biotit, Zoisit – mit Titanit und Erzminerale als Nebengemengteilen. Hornblende kann bis zu 40% des Volumens einnehmen. Sie ist meistens farblos, war aber ursprünglich, wie die Relikte zei-

gen, gefärbt mit X = bräunlichgelb, Y = braun und Z = tiefbraun. Auch diese Gänge sind sehr stark retrograd umgewandelt.

3. Alter und Entstehung der intermediären Gänge

Das Alter der in der Nähe des Medelser Granits und im Granit selbst auftretenden, intermediären Gänge ist, wie H. M. HUBER (1943) (der sie als Lamprophyre bezeichnet) darlegte, zweifelsohne jungherzynisch. Sie gehören, wie es die Verbandsverhältnisse zeigen, zum normalen Gangfolge der jungherzynischen Intrusionen.

Das Alter der fern von jungherzynischen Graniten auftretenden, intermediären Gänge ist jünger als die herzynischen Gneisgefüge und somit jünger als die herzynische Metamorphose. Ob sie alle zum Gangfolge der Granitintrusionen gezählt werden sollen, kann hier nicht mit schlüssigen Argumenten belegt werden.

VIII. Die Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen

Muskovit-Sericitschiefer, Biotit-Sericitschiefer, Chloritschiefer und Phyllonite, mit Übergängen zu Gneisen, treten im nordöstlichen Gotthardmassiv vor allem in einer dem Permokarbon der Urseren-Zone direkt südlich vorgelagerten, mehrere hundert Meter breiten Zone auf. Ebenso finden sich schmale Züge im Innern des Massivs, und zwar in allen Gesteinstypen.

Allen diesen Gesteinen gemeinsam ist ihre intensive, alpine Durchschieferung mit dem steilen Strömungslinear (siehe auch S. 71 ff.). Ferner bestehen alle diese Gesteine aus Mineralien der Grünschieferfazies mit Sericit, Albit, Quarz, Chlorit, Biotit, Epidot, Aktinolith, Calcit und Talk als typischen Mineralien. Da der Zusammenhang dieser Gesteine mit der alpin tektonischen Beanspruchung offensichtlich ist, habe ich sie von den übrigen Altkristallingesteinen abgetrennt und bezeichne sie als Schiefer und Phyllonit der alpinen Scherzonen.

1. Auftreten und makroskopische Beschreibung

An der Grenze zur Urseren-Zone ist die alpine Durchschieferung so intensiv, dass eine Abgrenzung des Altkristallins von den Phylliten des Permokarbons sehr schwierig wäre, fänden sich nicht zahlreiche pegmatoide Gesteine bis an die Grenze des Altkristallins. Diese pegmatoiden Gesteine spielen hier die Rolle von Leitgesteinen.

Neben diesen pegmatoiden Gesteinen finden sich aber bis recht nahe an die Grenze zum Permokarbon altkristalline Mischgneise und Amphibolite mit gut erhaltenem Gefüge. Ein sehr schönes derartiges Relikt stellt der Komplex dar, welcher im Stollenabschnitt Tgatlens–Curnera 850 und 925 m durchfahren wurde. Im 75 m langen Teilstück steht dort ein massig bänderiger Mischgneis in primärem Kontakt mit einem Amphibolit. In beiden Gesteinen sind die voralpinen Strukturen sehr gut erhalten. Die Bänderung der Mischgneise streicht N–S, und die Fältelungen fallen mit ihren Achsen flach nach N ein (siehe auch S. 44). Diese Strukturen weichen annähernd 90° von den alpinen Strukturen im gleichen Gebiet ab. Dieser Komplex ist aber, soweit aus den Stollenaufschlüssen erkennbar ist, ganz von den penetrativ durchschiefernten Phylloniten und Schieferen umgeben. Als ähnliche Relikte voralpiner Strukturen dürften auch die kleinen, in diese Zone eingelagerten Amphibolit- und Hornblenditlinsen gelten.

Im Süden dieses Gesteinszuges gehen die Schiefer und Phyllonite allmählich über in die Para- und Orthogneise mit voralpinen Strukturen.

Im Innern des Massivs bilden die Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen meist nur einige Meter mächtige Züge, die in allen älteren Gneistypen vorkommen. Sie schneiden alle alten

Bänderungen und Schieferungen, so auch das herzynische Streifenlinear, oft diskordant ab. In allen diesen Zügen ist das steile alpine Striemungslinear zu beobachten. Von den ebenfalls stark durchschiefernten intermediären Gängen unterscheiden sie sich dadurch, dass sie sehr oft allmähliche Übergänge zeigen, während die Kontakte zwischen den Gängen und den Gneisen meistens doch scharf sind.

Morphologisch bilden die alpinen Scherzonen im Innern des Massivs Quertälchen und Runsen zu den N-S verlaufenden Seitentälern des Vorderrheins. An scharfen Graten treten sie in Form von oft recht markanten Einkerbungen oder Pässchen auf. Bei flachen Kämmen, wie z.B. in den Garvers da Nual nördlich des Piz Máler, können sie aber zu Hügeln herauswittern.

Im Handstück zeigen die Schiefer und Phyllonite stets seidig glänzende Schieferungsflächen mit der alpinen Striemung. Oft sind diese S-Flächen beulig verbogen. Je nach Zusammensetzung können auch ausgeschmierte Biotit- oder Muskovitflecken erkannt werden. Der Muskovit kann noch in Plättchen erhalten sein, wenn der Biotit schon ganz ausgeschmiert ist.

2. Mikroskopische Beschreibung

Im wesentlichen bestehen die Schiefer und Phyllonite aus Quarz, Albit, Chlorit, Sericit, Biotit, Epidot und Calcit sowie aus Relikten der alten Gneise. Je nach Menge der verschiedenen Mineralien entstehen Biotit-Chloritschiefer, Biotit-Sericitschiefer, Muskovit-Sericitschiefer und ähnliche Gesteine.

Quarz und Albit bilden sehr oft feinkörnige, kataklastische Pflaster mit polygonalen Körnern von ca. 0,1 mm Grösse. An den Korngrenzen siedeln sich häufig feine Biotit- und Chloritschuppen an. Die Glimmerminerale sind entlang den S-Flächen eingeregelt und meistens sehr feinkörnig. Faltungen lassen sich auch im mikroskopischen Bereich oft beobachten. Die voralpinen Mineralien, so grössere Biotite, Muskovite oder Plagioklase, sind meistens noch erkennbar.

Die Entstehung der Gefüge dieser Gesteine aus älteren Gefügen kann oft beobachtet werden. Zunächst entstehen in den voralpinen Gneisgefügen S-Flächen, entlang welchen Chlorit, meist durch Umwandlung aus Biotit, gebildet wird. Diese S-Flächen treten zunächst vereinzelt auf. Werden sie dichter, dann bilden sich auch die kataklastischen Pflaster aus Quarz oder Quarz und Albit mit den Glimmerschuppen an den Korngrenzen. Zugleich werden die alten Plagioklase in Sericit und Zoisit umgewandelt. Bei zunehmender Verschieferung können die älteren Mineralien vollständig durch alpine ersetzt werden.

3. Zur Entstehung der Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen

E. NIGGLI (1944) hat die dem Permokarbon südlich vorgelagerte Serie von «blastopsammitischen Sericit-Biotitgneisen, Phylliten und Quarziten» als Gesteine betrachtet, die möglicherweise nie meso- bis katametamorph waren. In seinem «Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Paramaterials des gotthardmassivischen Altkristallins» (S. 125 ff.) rechnet er die Zone am Nordrand des Massivs und einzelne diskordante Züge im Innern zu einer Serie, die jünger ist als die Streifengneise. Als Kriterien gibt er das Fehlen von deutlichen «Injektionen», das Auftreten von Quarziten und den geringen Metamorphosegrad an.

Von der Sperrstelle Curnera an nach Norden scheinen die Gneise tatsächlich einen geringeren Metamorphosegrad aufzuweisen. In der Tat tritt immer mehr der Muskovit anstelle des Biotits. Ferner konnten in dieser Serie bisher auch im Stollen keine Kalksilikatfelse gefunden werden. Das Fehlen von «Injektionserscheinungen» kann jedoch nicht als Argument verwendet werden, da solche Relikte, wie dies oben beschrieben wurde, tatsächlich auftreten und zudem abweichende Gefügerichtungen aufweisen. Wahrscheinlich war auch diese Serie bereits herzynisch vorhanden und unterschied sich nicht wesentlich von den übrigen Gneisen. Herzynischen Muskovit führen auch die Streifengneise weiter im Süden.

Ich bin der Ansicht, dass auch die dem Permokarbon direkt südlich vorgelagerte Zone zeitlich nicht vom übrigen Altkristallin abgetrennt werden kann. Alle Gesteine waren sehr wahrscheinlich

vorherzynisch bei der Bildung der migmatitischen Gesteine bereits vorhanden. Der geringere Metamorphosegrad kann nicht eindeutig nachgewiesen werden, da hier die alpine Überprägung sehr intensiv war und immerhin noch migmatitische Bildungen auftreten.

Dies soll selbstverständlich nichts aussagen über die von verschiedenen Autoren als nachstreifengneisisch betrachteten Serien, wie die Tremola-Serie oder die Borel-Tenelin-Zone im Süden des Massivs. Dort wurden auch keine migmatitischen Bildungen beobachtet.

IX. Bemerkungen zur Tektonik im nordöstlichen Gotthardmassiv

Von einer eingehenden tektonischen Untersuchung musste bei dieser Arbeit abgesehen werden. Da aber zahlreiche Messungen verschiedener Gefügeelemente gemacht und einige Beobachtungen zur Abfolge der tektonischen Vorgänge angestellt wurden, ist es nicht nutzlos, die Beobachtungen zu notieren und sie im Vergleich mit den Beobachtungen aus der Literatur zu diskutieren. Anschliessend an die bereits genannten Gruppen von Gefügeelementen (S. 14ff.) sollen hier zuerst die voralpinen und dann die alpinen Gefüge zur Sprache kommen.

A. Beobachtungen zur voralpinen Tektonik

1. Einleitung

Die voralpine Tektonik ist, im Gegensatz zur alpinen Tektonik, im Gotthardmassiv recht stiefmütterlich untersucht. Wohl beschreiben einige Autoren voralpine Gefügeelemente; eingehende Untersuchungen liegen jedoch nicht vor.

A. KVALE (1957, 1966) beschreibt die in metamorphen Gesteinen des Gotthardmassivs flach nach NE einfallende «Striemung» der Streifengneise und untersuchte eine ähnliche Striemung im Tavetscher Zwischenmassiv. Seine Gefügemessungen unter dem Mikroskop ergaben Diagramme mit schönen Gürteln der Glimmer um die Striemung als B-Achsen. Auch der Quarz ist zum Teil noch voralpin eingeregelt.

R. H. STEIGER (1962, S. 486) beschreibt in den Amphiboliten der Paraserie der Corandoni-Zone im Süden des Massivs steil nach Westen abtauchende Faltenachsen, die voralpinen Alters sein mögen.

S. HAFNER (1958, S. 306) findet ähnliche Falten in der Cavanna-Serie.

B. CHADWICK (1965, S. 84) lässt die Frage offen, ob die Streifung der Streifengneise im Lukmaniergebiet voralpin oder alpin sei. Dass sie vom Medelser Granit abgeschnitten werden, sei noch kein zwingender Beweis für deren voralpines Alter.

Ausser diesen von Spezialisten der Gefügekunde gemachten Angaben gibt es allerdings in der Literatur zahlreiche Hinweise auf voralpine Gefüge.

Schon K. VON FRITSCH (1873) zeigt in Tafel IV Granitkontakte, die diskordant zu den Gneisen verlaufen, und Gneisschollen, die in Granite eingeschlossen sind. Dies allerdings am Rotondo-Granit, der von S. HAFNER (1958) als alpin betrachtet wird, dessen voralpine Entstehung jedoch durch Altersbestimmungen (siehe S. 15) belegt ist.

E. AMBÜHL (1930, S. 427) schreibt: «Die Hauptphase der herzynischen Orogenese war so eindrucksvoll, dass weder die obercarbonische Magmentätigkeit noch die alpine Faltung die alte Struktur in ihren Grundzügen zu verwischen vermochte.»

H. M. HUBER (1943, S. 105) schreibt klar: «Die Paragneise waren im Oberkarbon schon als Zweiglimmergneise geprägt.» Ferner auf S. 208: «Die Paragneismassen waren bei der Platznahme des Streifengneises bereits mechanisch beansprucht (Granatrelikte mit Maschenstruktur).»

E. NIGGLI (1944) sagt eindeutig, dass «der herzynische Massivbau durch die alpine Gebirgsbildung kaum wesentlich deformiert worden ist».

Die Streifung der Streifengneise, die Bänderungen der Paragneise sowie die Schieferung der altkristallinen Gneise werden, ohne dass es immer direkt formuliert wird, doch von den meisten Autoren als voralpin betrachtet.

2. Die voralpinen Gefügeelemente

a) Definition

Als voralpin betrachte ich alle Gefügeelemente, die

- a) von den jungherzynischen Intrusivkörpern und deren Gangfolge abgeschnitten werden oder in Gneisschollen dieser Intrusiva in gedrehter Stellung auftreten,

- b) bei erhaltenem Mineralbestand der Almandin–Amphibolitfazies die typischen alpinen Gefügeelemente nicht zeigen,
- c) durch voralpine tektonische Beanspruchung deformiert oder von voralpinen Gefügeelementen durchsetzt werden.

Obwohl B. CHADWICK (1965), wie oben bereits erwähnt wurde, die Streifung der Streifengneise nicht unbedingt als voralpin betrachtet, scheint mir die Tatsache, dass sie von den jungherzynischen Intrusivgesteinen abgeschnitten wird, ein stichhaltiger Beweis für ihr voralpines Alter zu sein. Dieser kann dadurch zwingend erhärtet werden, dass im Medelser Granit gedrehte Streifengneisschollen mit dem Streifenlinear in gedrehter Stellung auftreten. Dies konnte am Granitkontakt im Stollenabschnitt S. Gions–Sta. Maria östlich des Arbeitsgebietes beobachtet werden, und zwar von 2300–2400 m ab S. Gions.

Die Mineralparagenesen der Almandin–Amphibolitfazies müssen im Arbeitsgebiet alle voralpin sein. Wie alle neueren Arbeiten, wie z. B. E. NIGGLI (1960), E. NIGGLI & C. NIGGLI (1965) und besonders eine neueste Arbeit von M. FREY (1969) zeigen, liegt die gut belegte Grenze zur alpinen Almandin–Amphibolitfazies in der Gegend von Sta. Maria, also eindeutig weiter im Süden.

Als voralpine Gefügeelemente nach der genannten Definition finden sich viele Planar- und Lineartexturen, die in eine vorherzynische und eine herzynische Gruppe unterteilt werden können.

b) Vorherzynische Gefügeelemente

Als vorherzynische Gefügeelemente betrachte ich alle jene, die von den typischen herzynischen Gefügeelementen (Kristallisationsschieferung und Streifenlinear mit eingeregelter Mineralien der Almandin–Amphibolitfazies) überprägt werden oder die als Einschlüsse in herzynisch verschonten Gesteinspartien auftreten.

Wohl die ältesten bekannten Gefüge im Gotthardmassiv stellen die primären Sedimentschichtungen in den Kalksilikatfels-Einschlüssen dar, die im zweiten Teil (S. 97) noch beschrieben werden. Es dürften dies auch die ältesten sicheren Sedimentschichtungen sein, die in den Schweizer Alpen bisher bekannt sind.

Ferner sind vorherzynisch die massigen, oft granoblastischen Gefüge der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse mit ihren Bänderungen sowie die massigen Gefüge der hypersthenführenden Quarzdiorite und der ultrabasischen Linsen, denn sie werden eindeutig durch die herzynische Metamorphose mit dem Streifenlinear überprägt. Das herzynische Gefüge wird diesen Gesteinen randlich aufgeprägt, während sie im Inneren noch das alte Gefüge zeigen. Die Paradis-Gneise zeigen ebenfalls eine herzynische Beanspruchung (Granulierung der Plagioklase, Deformation der Einschlüsse in vergneisten Zonen, siehe S. 40). Sie enthalten in noch massigen Partien scharf begrenzte Scholleneinschlüsse, die, wie Fig. 8 zeigt, bereits gefältelt und gebändert sind. Sehr viele Bänderungen der Mischgneise und Migmatitgneise werden ebenfalls von herzynischen S-Flächen und vom Streifenlinear, nicht selten quer zur Bänderung, durchsetzt. Hierzu dürfte auch die Bänderung der auf S. 44 beschriebenen Migmatitgneise mit N–S-Richtung gehören, deren Lage in Fig. 14 eingetragen ist.

c) Herzynische Gefügeelemente

Diese umfassen vor allem die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung der Gneise, die mit dem typischen Streifenlinear verbunden ist, sowie einige Falten jüngerer Alters. Dies sind nicht die einzigen, herzynischen Gefügeelemente, es sind aber die auffallendsten und durchgehendsten.

Die *herzynische Schieferung* (bzw. Schieferungen) enthalten eingeregelt die Mineralien der Almandin–Amphibolitfazies. Sie unterscheidet sich von der alpinen Schieferung durch die eingeregelter Mineralien und durch die Verbindung mit dem Streifenlinear.

Das *herzynische Streifenlinear* ist keineswegs auf die Streifengneise beschränkt. Es tritt in gleicher Form auch in den Misch- und Paragneisen auf und hat auch dort die gleiche Orientierung. Dieses Streifungslinear zeichnet sich dadurch aus, dass die hellen Gemengteile streifig eingeregelt sind, also

Streifen oder Spindeln bilden, die meistens einige Millimeter im Querschnitt messen. Die Glimmerminerale können um diese Streifung einen Gürtel bilden, wie dies A. KVALE (1957, 1966) zeigt. Die stengeligen Mineralien wie Disthen und Sillimanit regeln sich ferner mit ihrer Längsachse parallel dazu ein. Im Unterschied dazu ist das alpine Strömungslinear sehr fein und enthält Chlorit, Sericit und Biotit als eingeregelter Mineralien, die äusserst feinschuppig sind.

Die *jüngeren Falten* wurden sehr schön ausgebildet im Staumauerfundament Nalps angetroffen. Es sind Falten mit Wellenlängen von einigen Metern bis Dekametern. Das Streifenlinear wird durch diese Falten verbogen. Andererseits werden die Falten selbst diskordant von intermediären Gängen und alpinen Scherzonen durchsetzt, wie auf Taf. I recht schön zu sehen ist. Diese Falten bedingen in Nalps das aberrante N-S-Streichen der Gneisschieferung.

Die *räumliche Lage der herzynischen Gefügeelemente* ist aus den Fig. 11 und 12 zu ersehen; darin sind die Flächenpole der voralpinen S-Flächen eingetragen. Im Vergleich zu den Diagrammen der alpinen S-Flächen zeigt sich, dass die allgemeine Einfallsrichtung ein Maximum bei einem Fallazimut von $130-150^\circ$ und einen mittleren Fallwinkel von $60-70^\circ$ besitzt, während die alpinen S-Flächen ein Maximum bei ca. 170° Fallazimut und einen steileren Einfallswinkel zeigen. In Fig. 12 ist ferner ersichtlich, wie die S-Flächen um die flach nach E bis ESE einfallenden Faltenachsen verbogen werden. Die voralpinen Lineare fallen flach nach NE oder SW ein.

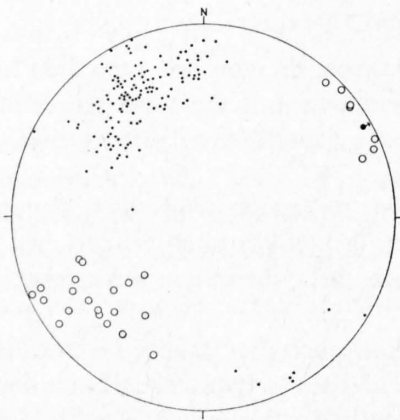


Fig. 11: Voralpine Schieferungen und voralpine Lineare im Stollen Nalps-Curera. Punkte = S-Flächen; helle Kreise = voralpine Lineare; schwarzer Kreis mit Pfeil = jüngere voralpine Faltenachse (Projektion auf die untere Halbkugel).

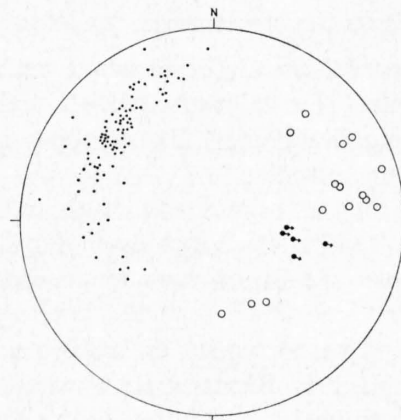


Fig. 12: Voralpine Gefügeelemente im Aus-
hub der Staumauer Nalps.
Punkte = voralpine Schieferungsflächen;
weisse Kreise = voralpine Lineare;
schwarze Kreise mit Pfeil = jüngere voralpine Faltenachsen (Projektion auf untere Halbkugel).

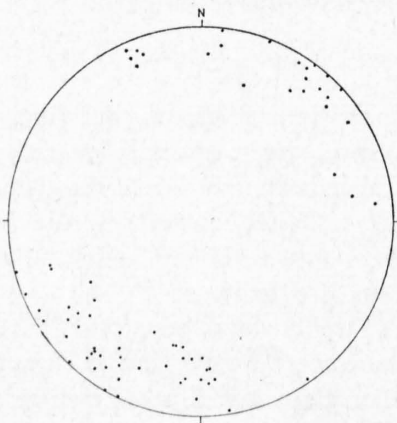


Fig. 13: Die Raumlage der intermediären Gänge in den Stollen zwischen Oberalppass und Sta. Maria am Lukmanier (Projektion auf die untere Halbkugel).

Als jüngste voralpine Strukturbeobachtung sei noch die Lage der intermediären Gänge notiert, deren Flächenpole auf die untere Halbkugel projiziert in Fig.13 dargestellt sind. Die Lage stimmt recht gut überein mit den von H.M.HUBER (1943) eingemessenen Lagen dieser Gänge. Sie weicht mit ihrem allgemeinen NW-SE-Streichen eindeutig von ähnlichen Gängen im Aarmassiv (vgl. T.P.LABHART 1965 und A.STECK 1966) ab.

d) Zusammenfassung

Im nordöstlichen Gotthardmassiv können eine ganze Reihe voralpiner Gefügeelemente nachgewiesen werden. Es kann deutlich eine vorherzynische Gruppe, bestehend aus Sedimentschichtungen, Bänderungen, massigen Gefügen, von der jüngeren herzynischen Gneisschieferung mit dem Streifenlinear unterschieden werden. Die herzynischen Gefügeelemente unterscheiden sich sowohl in der Ausbildung wie teilweise in der Mineralfazies von den älteren Gefügeelementen einerseits und von den jüngeren, alpinen Gefügeelementen andererseits. Die älteren Gefüge werden von den herzynischen teilweise diskordant durchsetzt.

Aus diesen wenigen und räumlich begrenzten Beobachtungen eine für das ganze Massiv gültige Abfolge abzuleiten, wäre voreilig. Für das Gebiet lässt sich jedoch die in Tab.1 (S.13) angeführte Abfolge recht gut belegen. Im Gegensatz zur Abfolge im Aarmassiv nach T.P.LABHART (1965) muss im Gotthardmassiv mindestens ein Teil der Migmatite älter sein als das Streifenlinear. Bei T.P.LABHART wird das voralpine Striemungslinear von A.KVALE (1957), das unserem Streifenlinear entspricht, vor die Migmatitbildung im Aarmassiv gestellt. Auf Migmatitbildungen vorherzynischen Alters im Gotthardmassiv weisen auch die Zirkon-Altersbestimmungen von B.GRAUERT & A.AR-NOLD (1968) hin, die einen starken Bleiverlust der Zirkone bei rund 450 Mio. Jahren zeigen.

B. Beobachtungen zur alpinen Tektonik

1. Einleitung

Die alpine Tektonik des Gotthardmassivs und dessen näherer Umgebung ist in einer Reihe neuerer Arbeiten eingehend behandelt worden. Ich nenne hier: F.KARL (1952), A.KVALE (1957, 1966), W.PLESSMANN (1957), H.G.WUNDERLICH (1957), S.HAFNER (1958), R.H.STEIGER (1962), W.K.NABHOLZ & G.VOLL (1963), B.CHADWICK (1965) sowie T.P.LABHART (1965). Eine Übersicht über die von den verschiedenen Autoren verschieden bezeichneten, alpinen Gefügeelemente (wie könnte es anders zu erwarten sein!) gibt für die bis 1965 veröffentlichten Arbeiten T.P.LABHART (1965, S.6, Tab.1). Ich verweise hier auf diese Arbeit.

Auch über die alpine Tektonik konnte hier keine systematische Arbeit durchgeführt werden, die verschiedene Phasen und deren Abfolge mitberücksichtigt. Einerseits war das Gebiet hierfür nicht besonders geeignet, andererseits ginge dies über den Rahmen dieser Arbeit hinaus. Es genüge deshalb, die markantesten, typischen alpinen Gefügeelemente, die eingemessen wurden, zu notieren und deren Wirkung auf die Altkristallingesteine zu verfolgen. Die Beobachtungen und Folgerungen gelten vorderhand nur für das Arbeitsgebiet, d.h. für die Region Nalps-Curnera.

2. Die alpinen Gefügeelemente

a) Definition

Als alpine Gefügeelemente dürfen alle jene betrachtet werden, die

- a) sich von der Urseren-Zone direkt in das Altkristallin verfolgen lassen;
- b) im Innern des Massivs, ohne direkte Verbindung mit der Urseren-Zone, gleiche Deformationserscheinungen und Mineralparagenesen gleicher Mineralfazies zeigen.

Dies gilt nur für das Arbeitsgebiet im Norden des Massivs. An seinem Südrand können alpine und voralpine Gesteine in gleicher Mineralfazies, d.h. in der Almandin–Amphibolitfazies metamorphosiert sein.

b) Die beobachteten Gefügeelemente

Meistens wurde im Feld nur die alpine Schieferung, zusammen mit dem steilen alpinen Striungslinear, eingemessen. Die S-Flächen und Striungslineare entsprechen fast immer dem s_1 und I_1 von T. P. LABHART (1965) sowie der steil SE bis S fallenden Schieferung und der alpinen Striung nach A. KVALE (1957, 1966).

F. KARL (1952) hat als erster das richtungsconstante, steile Linear als alpines Gefügeelement mit regionaler Verbreitung erkannt. A. KVALE (1957) konnte es von der Urseren-Zone aus sowohl ins Innere des Aarmassivs als auch ins Innere des Gotthardmassivs verfolgen. Sowohl er wie auch R. STEIGER (1962) oder W. NABHOLZ & G. VOLL (1963) bezeichnen diese Schieferung und das Striungslinear als die wichtigsten und konstantesten alpinen Gefügeelemente, wobei nach den letzteren das steile Striungslinear mehrere Faltungen überdauert hat. Es scheint mir deshalb nicht verfehlt zu sein, die alpine Schieferung und das steile Striungslinear als die für die alpine Deformation typischsten Gefügeelemente zu betrachten.

Ihr Aussehen im Feld lässt sie meistens auch im Innern des Massivs sofort erkennen. Die S-Flächen zeigen immer den charakteristischen seidigen Glanz, der durch die feinen Sericit- oder Biotit-schüppchen bewirkt wird. Sie sind oft beulig und unregelmässig im Kleinbereich. Dies beruht entweder auf Quarz–Carbonatknollen oder auf gegen die Deformation resistente altkristalline Schollen. Das steile Striungslinear ist in allen Schiefen und Phylloniten, sowohl am Nordrand des Massivs wie auch in Scherzonen im Innern des Massivs, stets vorhanden. Ältere Glimmer sind in diesem Striungslinear oft ausgeschmiert. Es ist gegenüber dem herzynischen Streifenlinear äusserst fein.

Allgemein unterscheidet sich die alpine Schieferung in der räumlichen Lage von der älteren durch ein steiles Einfallen, bei einem mittleren Fallazimut von ca. 170° gegenüber einem Fallazimut von ca. $130\text{--}150^\circ$ der voralpinen S-Flächen. Das alpine Striungslinear ist stets fast senkrecht. Es unterscheidet sich auch in der Lage vom flach nach NE oder SW einfallenden, herzynischen Streifenlinear. Besonders die Schieferung zeigt Unterschiede zwischen dem Nordrand des Massivs und den Scherzonen im Inneren desselben.

3. Zur Überprägung des Altkristallins durch die alpine Tektonik

Verfolgt man die Art der alpin tektonischen Überprägung von der Urseren-Zone ins Innere des Altkristallinkörpers, können drei verschiedene Zonen unterschieden werden:

- a) Die alpin durchgreifend überprägte Zone am Nordrand des Altkristallins.
- b) Die Übergangszone zwischen durchgreifender Überprägung und der Ausbildung alpiner Scherzonen.
- c) Die Zone mit schmalen, alpinen Scherzonen im vorwiegend undeformiertem, voralpinem Gefüge.

a) Die Zone durchgreifender alpiner Überprägung am Nordrand des Altkristallins

In der einige hundert Meter mächtigen Zone direkt südlich der Urseren-Zone sind die altkristallinen Gesteine mit wenigen Ausnahmen alpin völlig durchgreifend überprägt worden. Die ehemaligen Gneise liegen heute als Schiefer und Phyllonite vor, die alle das steile, alpine Striungslinear und die typische alpine Schieferung zeigen. Altkristalline Gefügerelikte bilden die Pegmatite, die ihre Muskovite oft noch erhalten haben, und – nach Süden zunehmend – Amphibolitlinsen, Hornblenditlinsen, Migmatitgneise und seltener Dioritlinsen. Als alpin nicht wesentlich deformierter Komplex wurde im Stollen Tgatlens–Curnera schon 200 m südlich der Urseren-Zone ein Migmatitgneis zusammen mit einem Amphibolit angetroffen, der mitten in alpin durchschiefernten Gesteinen liegt. Er wurde bereits auf S. 44 beschrieben. Seine Bänderungen weichen von der alpinen Richtung, indem sie N–S streichen, völlig ab.

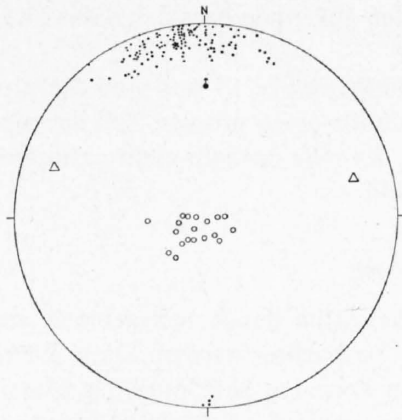


Fig. 14: Gefügeelemente aus dem Stollen Tgatlens-Curnera und Curnera-Tgatlens. Punkte = alpine Schieferungsflächen; weisse Kreise = alpines Striungslinear; weisse Dreiecke = voralpine Bänderung in Mischgneisen; schwarzer Kreis mit Pfeil = Faltenachse der voralpinen Bänderung (Projektion auf die untere Halbkugel).

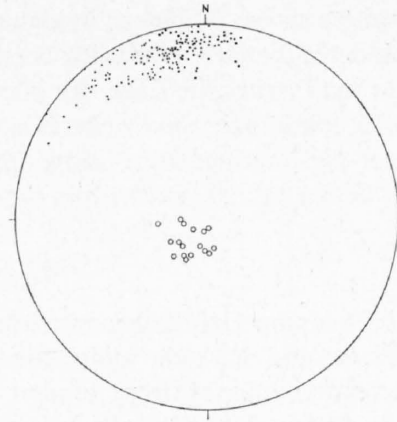


Fig. 15: Alpine und voralpine Schieferungsflächen im Raum der Stau-mauer Curnera. Punkte = Schieferungsflächen; Kreise = alpines Striungslinear (Projektion auf die untere Halbkugel).

Die Lage der S-Flächen in dieser Zone (für das Arbeitsgebiet), die in Fig. 14 dargestellt ist, zeigt im Mittel ein Fallazimut von $170-180^\circ$ bei einem Fallwinkel von $70-90^\circ$. Das Striungslinear streut wenig um die Vertikale.

Die Schiefer und Phyllonite der alpinen Scherzonen sind hier bei penetrativer Durchbewegung in der Richtung recht einheitlich alpin durchschieft.

b) Die Übergangszone zwischen durchgreifender Überprägung und der Ausbildung alpiner Scherzonen

Der Bereich dieser Übergangszone ist im Raume der Stau-mauer Curnera verwirklicht. Die voralpinen Gefüge sind im Handstück und Dünnschliff noch weitgehend erhalten. Aber alpine S-Flächen treten dicht geschart fast stets parallel zu den älteren S-Flächen auf. Ihre Abstände liegen meistens im Zentimeter- bis Millimeterbereich. Auf den S-Flächen ist fast immer das alpine steile Striungslinear erkennbar. Aber die alte Streifung kann zusätzlich noch auftreten. Innerhalb dieser Gesteine bilden sich aber ausserdem penetrativ durchschieftete Zonen aus, die zu Phylloniten führen.

Die in Fig. 15 dargestellten Schieferungspole dieser Zone zeigen bei ähnlicher Lage eine deutlich grössere Streuung der Schieferungspole als jene der nördlicheren Zone in Fig. 14.

c) Die Zone mit schmalen, alpinen Scherzonen in vorwiegend undeformiertem, voralpinem Gefüge

Diese Zone erstreckt sich über den grösseren Teil des Arbeitsgebietes. So gehören der östliche Teil des Stollens Nalps-Curnera, das Gebiet des Piz Máler, das Gebiet der Stau-mauer Nalps und jenes der beiden Staubecken zu dieser Zone.

Innerhalb aller Altkristallingesteine und in den jungherzynischen Gesteinen bilden sich einige Meter bis Dekameter breite Scherzonen mit schiefrigen und phyllonitischen Gesteinen. Diese Zonen sind teilweise auf den Karten der Tafeln I und III ausgeschieden. Im Raume der Stau-mauer Nalps kann schön beobachtet werden, wie diese Scherzonen die altkristallinen Gesteine diskordant durchziehen (siehe Taf. I).

Betrachtet man die räumliche Lage der Scherzonen in Fig. 16, fällt sofort auf, dass sie recht stark streut. Auch hier liegt das nicht eingezeichnete, alpine Striungslinear praktisch senkrecht. Da die Scherzonen sich in kleinen Winkeln verzweigen, hat man oft den Eindruck, es bestünden zwei verschiedene Systeme. Andererseits kann aber häufig beobachtet werden, wie diese Scherzonen linsige Grosskörper umgeben. Ich fasse deshalb die Streuung der S-Flächen als Schieferung um solche linsige Körper auf, denn sie liegen im Grunde genommen auf einer Kalotte. Innerhalb solcher Grosslinsen

treten noch weitere alpine S-Flächen in kleineren Abständen auf, ohne dass dabei das alte Gefüge der Gneise im Handstückbereich wesentlich beeinflusst wird.

Vergleicht man ferner die Lage der intermediären Gänge in Fig. 13 und jene der alpinen Scherzonen in Fig. 16, kann man ohne weiteres ersehen, dass sie für einen grossen Teil der alpinen Scherzonen mit jener der intermediären Gänge übereinstimmt. Es mag deshalb nicht erstaunen, wenn die intermediären Gänge oft sehr stark alpin durchschiefert sind.

4. Zusammenfassung

Als typische alpine Gefügeelemente können im Altkristallin des Arbeitsgebietes vor allem die alpine Schieferung und das steile alpine Striemungslinear beobachtet werden. Diese Elemente finden sich durchgreifend in einer mehrere hundert Meter breiten Zone am Nordrand des Massivs. In einer Übergangszone finden sich eine schwächere, aber penetrative, alpine Schieferung und alpine Scherzonen. Im Kern des Altkristallins schliesslich tritt die Schieferung wesentlich nur in den schmalen Scherzonen auf, während die Hauptmasse der Gesteine nur sehr wenig deformiert ist.

Der Nordrand des Massivs wurde demnach alpin tektonisch penetrativ durchbewegt, während nach Süden zu im Innern des Massivs sich Bewegungsflächen ausbildeten, entlang welchen das Altkristallin in Grosslinsen oder Pakete zerlegt wurde. Diese Interpretation ist keineswegs neu. E. NIGGLI (1944) stellt fest, dass eine Art «Paketektonik» vorliegt. Er schreibt auf S. 121: «Bereiche von der Grössenordnung von 50–500 m streichen \pm einheitlich bei ähnlichem Fallwinkel der Gneise und sind mit relativ scharfer Grenze von Paketen mit etwas anderer Streichrichtung umgrenzt. An der Grenze der einzelnen Bereiche können stellenweise mylonitische Verschieferungen konstatiert werden; häufig sind allerdings die Grenzzonen überwachsen und nicht aufgeschlossen.» Eine ähnliche Deformation stellt T. P. LABHART (1965, S. 69) im Aarmassiv fest. Er beobachtet zerscherte Pakete in der Nachbarschaft von alpin praktisch nicht durchbewegten Blöcken. Er deutet sie so, dass entlang Gleithorizonten das Massiv unter der ersten alpinen Beanspruchung in Blöcke zersprungen ist. A. STECK (1966) unterscheidet im Aarmassiv zwei Schieferungen, die sich in Winkeln von ca. 45° schneiden und in zwei Phasen den zentralen Aaregranit überprägt haben.

Zwei Phasen konnten im Gotthardmassiv nicht unterschieden werden. Ich habe eher den Eindruck, dass mehrfach reaktivierte Bewegungen entlang bestimmter Scherzonen stattgefunden haben.

C. Junge Bruchflächen (Lehmmylonite)

Bruchflächen und Lehmmylonite sind die jüngsten Spuren tektonischer Bewegungen im Gotthardmassiv. Schon F. M. STAPFF (1880) erwähnte, dass die lettigen Verwerfungen jünger seien als die mechanischen Vorgänge, welche das Schichtsystem gebrochen und seine Schollen übereinander geschoben haben. P. M. ECKARDT (1957) beschrieb, auf Grund morphologischer Beobachtungen, mehrere Bruchsysteme quartären Alters, die das nordöstliche Gotthardmassiv durchziehen. Er gab auch, aus der Bildung von Talriegeln, oft den Versetzungssinn und -betrag dieser Brüche an.

Zu den jungen Bruchflächen rechne ich alle Lehmmylonite und Brüche ohne Lehm, die sowohl die altkristallinen Gesteine wie die alpinen Strukturen durchsetzen.

Solche Bruchflächen und Mylonite durchziehen die Gesteine des Gotthardmassivs in recht engen Abständen. Bei den Stollenaufnahmen zwischen Tgatlens und Sta. Maria am Lukmanier wurde ein mittlerer Abstand der Lehmmylonite von ca. 30 m festgestellt. Dieser Abstand reduziert sich auf ca. 20 m, wenn man die lehmfreien Brüche mitberücksichtigt. Die Breite der Lehmfüllung liegt zwischen null und zwei bis drei Metern. Diese Mächtigkeit kann im Streichen rasch variieren. Meistens sind die Lehmfüllungen einige Zentimeter bis einige Dezimeter dick. Da an der Oberfläche diese Mylonite fast immer vollständig ausgewachsen sind, können sie nur sehr selten beobachtet werden.

Die *Lage* der eingemessenen Lehmmylonite ist im Diagramm Fig. 17 eingetragen. Die Lage stimmt für einen grossen Teil derselben überein mit jener der alpinen Scherzonen. Die Streuung ist

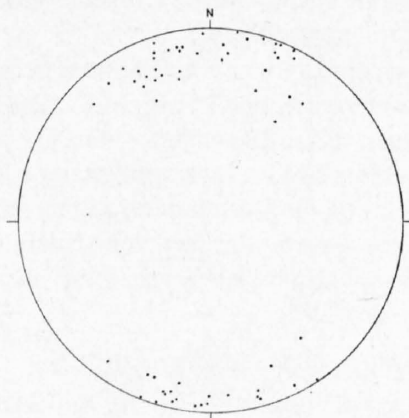


Fig. 16: Schieferungsflächen der alpinen Scherzonen im Raume Nalps und Curnera (Projektion auf die untere Halbkugel).

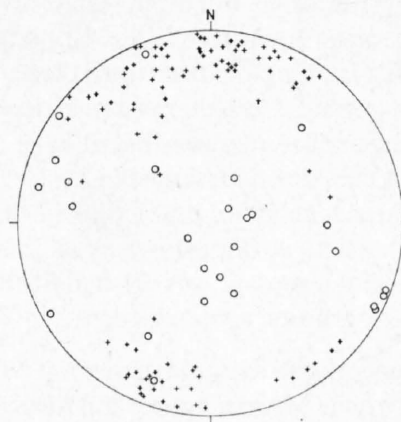


Fig. 17: Raumlage der Lehmmylonite (Kreuze) und der Rutschharnische aus den Stollen zwischen Tgalems und Nalps. Kreuze = Lehmmylonite; Kreise = Rutschharnische (Projektion auf die untere Halbkugel).

aber viel grösser. Die ebenfalls in Fig. 17 eingetragene Rutschstriemung der Harnische streut in allen Richtungen innerhalb der Bruchflächen. Oft konnte auf ein und derselben Bruchfläche horizontale und vertikale Harnischstriemung mit allen Zwischenlagen beobachtet werden.

In alpinen Scherzonen kann ferner beobachtet werden, dass die alpine Schieferung der Scherzonen von den Myloniten teilweise diskordant durchsetzt wird und dass die Mylonite bei den Scherzonen am häufigsten sind.

Da die Lehmmylonite sehr oft parallel oder nur in kleinem Winkel zur alpinen und voralpinen Schieferung liegen, konnte ein Versetzungssinn nur selten festgestellt werden. Auffallend ist jedoch, dass bei der Staumauer Curnera, wo nach P. M. ECKHARDT (1957) eine Hebung der Nordflanke eines Bruches um 60 bis 80 m stattgefunden haben soll, bei den meisten Lehmmyloniten, bei welchen der Versetzungssinn beobachtet werden konnte, gerade die Südflanke gehoben ist.

Die kleinen Abstände der jungen Bruchflächen und ihre weitgehende Übereinstimmung mit der Lage der alpinen Scherzonen lassen Untersuchungen der Bruchsysteme auf Grund morphologischer Beobachtungen, besonders im Innern des Massivs, recht problematisch erscheinen. Sowohl die alpinen Scherzonen wie die Mylonite bewirken ähnliche morphologische Erscheinungen. Beide bilden Runsen und Seitentälchen der Zuflüsse des Vorderrheins, Gratkerben oder Pässchen. Da die Flächen zudem eng geschart sind, können sie je nach Blickwinkel morphologisch als durchgehende Linien gesehen werden, die in der Tat gar nicht existieren.

X. Die Metamorphosen und ihre Abfolge

Bei den Gesteinsbeschreibungen dieser Arbeit habe ich meistens drei Mineralgenerationen unterschieden, die je einer vorherzynischen, einer herzynischen und einer alpinen Metamorphose zugeordnet wurden. Die Aufteilung der Mineralbestände in mehrere, zeitlich aufeinanderfolgende, mineralfaziell und im Gefüge verschiedene Generationen wurde auf Grund der in den Vorbemerkungen dargelegten Kriterien (siehe S. 12 ff.), ergänzt durch Beobachtungen an Strukturen und an Umwandlungserscheinungen der Mineralien unter dem Mikroskop, durchgeführt.

Die Unterscheidung zwischen alpinen und voralpinen Mineralbildungen und Mineralgenerationen ist nichts Neues. Fast alle Autoren unterscheiden im Gotthardmassiv zwischen voralpinen und alpinen Mineralien und Mineralbildungen. Die Argumente können aber hier zu einem Teil aus den jungsedimen-

tären Gesteinen, die sicher nur alpin metamorph sind, hergeholt werden. Ihre Gefügemerkmale und ihre Mineralparagenesen lassen sich in die Altkristallingesteine hinein verfolgen.

In den Altkristallingesteinen fehlen die Sedimente entsprechenden Alters, anhand welcher man Vergleiche ziehen könnte. Deshalb müssen Kriterien aus charakteristischen Gefügemerkmalen, aus Mineralumwandlungen oder aus der Mineralfazies in den Gesteinen selbst gefunden werden. Oft ist das nicht möglich, wenn man einen Gesteinstyp für sich allein betrachtet; erst im Zusammenhang verschiedener Gesteine können dann ältere und jüngere Mineralbildungen und Gefüge eindeutig unterschieden werden. Diese können an vorherzynischen Bildungen anhand von Umwandlungen der Mineralien und des Gefüges beobachtet werden. Aus solchen Beobachtungen lassen sich folgende voralpine Mineralbildungen und Metamorphosen unterscheiden:

- A. Eine vorherzynische Metamorphose mit Mineralbildungen, teilweise in Granulitfazies.
- B. Eine herzynische Metamorphose mit Mineralbildungen in der Almandin–Amphibolitfazies.

A. Die vorherzynische (kaledonische) Metamorphose

Die erste Mineralgeneration der beschriebenen Gesteine, die meistens nur reliktsch zu erkennen ist, wurde einer vorherzynischen Metamorphose zugeordnet. Im Gegensatz zur herzynischen und alpinen Metamorphose kann die vorherzynische nur an Relikten von Mineralien, Mineralparagenesen und kleinen Gesteinskörpern erkannt werden, die meistens als linsige Einschlüsse in den Gneisen ihr altes Gefüge konserviert haben.

1. Beschreibung eines Komplexes mit vorherzynischen Gesteinsrelikten

Im Druckstollen Nalps–Curnera wurde zwischen 1060 und 1140 m ab Fenster Nalps ein Komplex durchfahren, der eine Anzahl vorherzynischer Gesteinsrelikte enthält. Er ist in Fig. 18 dargestellt und enthält folgende Gesteine:

- a) Hypersthenführende Quarzdiorite (beschrieben auf S. 54 ff.).
- b) Eine Biotit-Hornblende-Pyroxenitsscholle, eingeschlossen in Quarzdiorit (a) (beschrieben auf S. 50 ff.).
- c) Hornblenditlinsen (beschrieben auf S. 53 ff.).
- d) Hornblendedioritlinsen (beschrieben auf S. 57 ff.).
- e) Hypersthenführende Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse (beschrieben auf S. 30 ff.).
- f) Kalksilikatfels-Einschlüsse (beschrieben in Teil II).
- g) Disthen-Sillimanitgneise (beschrieben auf S. 33 ff.).
- h) Pegmatite (beschrieben auf S. 62 ff.).

Die Gesteinstypen (a) bis (f) liegen alle als vorwiegend linsige Einlagerungen in den Disthen-Sillimanitgneisen. Sie besitzen alle ein vorwiegend massiges Gefüge. Im Quarzdiorit (a) und in den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen (e) liegen Kalksilikatfels-Einschlüsse, die bereits eine linsige Form besitzen und vom massigen Gefüge umschlossen werden.

Der Disthen-Sillimanitgneis schmiegt sich an alle Einschlüsse weitgehend konkordant an. An ihrer Grenze zum Disthen-Sillimanitgneis werden alle Gesteine von (a) bis (e) in einer einige Zentimeter bis ca. 1 dm breiten Zone parallel zum Disthen-Sillimanitgneis vergneist. Teilweise finden sich auch im Innern des Quarzdiorits (a) und des hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelses (e) solche vergneiste Bänder. Bei dieser Vergneisung entsteht ein Gneisgefüge, das wie die übrigen Gneise die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung und das Streifenlinear enthält. Teilweise werden auch die Pegmatite vergneist.

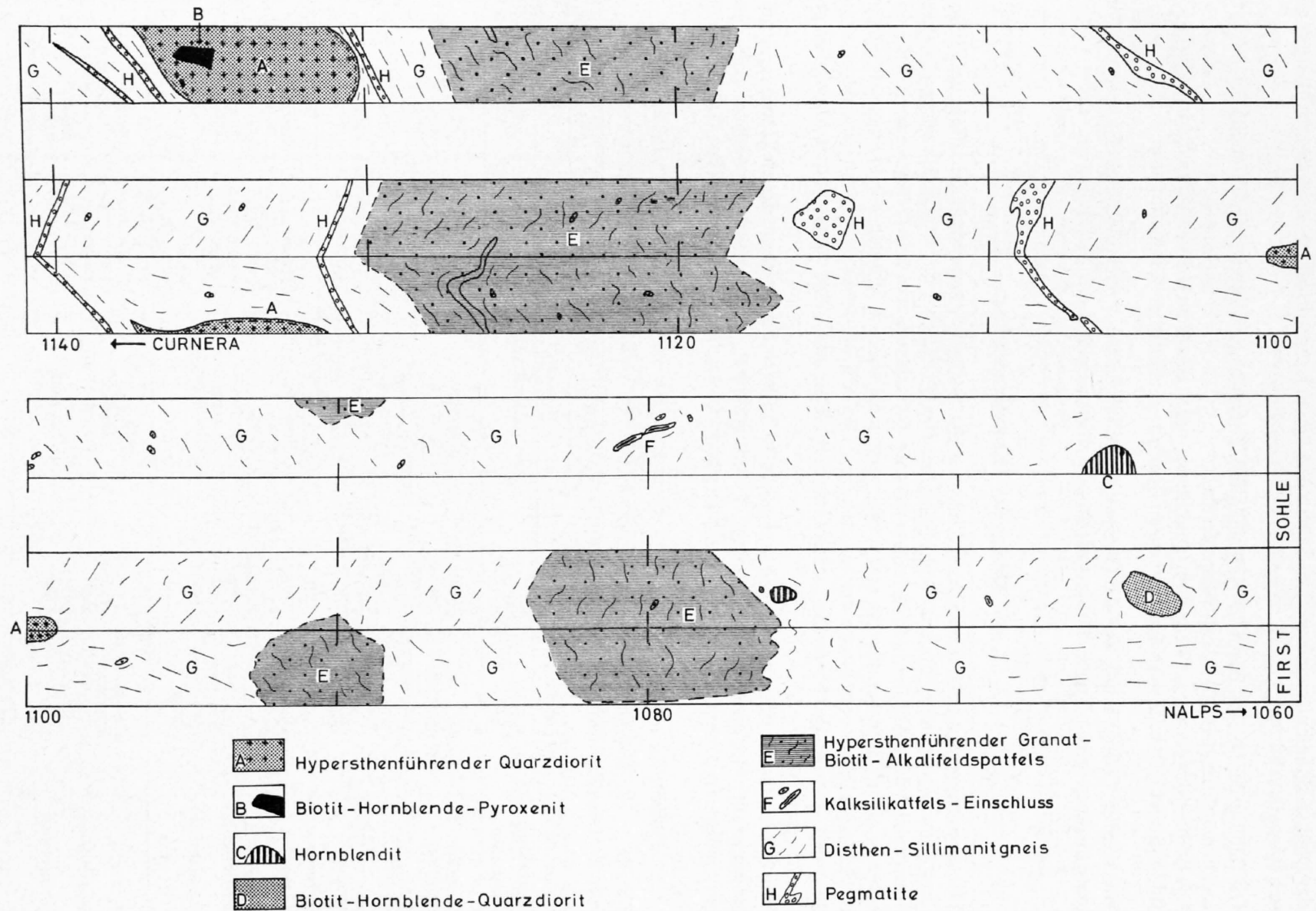


Fig. 18: Aufschlüsse mit Gesteinen in Granulitfazies im Druckstollen Nalps-Curnera (1060 bis 1140 m ab Fenster Nalps).

Das massige Gefüge der Gesteine (a) bis (f) muss sich vor der Vergneisung und somit vor dem Gefüge der Disthen-Sillimanitgneise gebildet haben. Aus diesen rein makroskopischen Beobachtungen ergibt sich folgende Abfolge:

1. Die Bildung der linsigen Form der Kalksilikatfels-Einschlüsse im hypersthenführenden Quarzdiorit und in den Granat-Biotit-Alkalifeldspatfeldern.
2. Die Bildung des massigen Gefüges im Quarzdiorit und in den Granat-Biotit-Alkalifeldspatfeldern.
3. Bildung des Gneisgefüges in den vergneisten Zonen und im Disthen-Sillimanitgneis.

Das massige Gefüge muss, weil die Gneise und die vergneisten Zonen die typischen herzynischen Gefügeelemente zeigen, nämlich die Kristallisationsschieferung und das Streifenlinear, vorherzynisch sein.

2. Die Abfolge der Mineralgenerationen

Der schon makroskopisch erkennbaren Abfolge in der Gefügebildung entsprechen die in Tab. 5 dargestellten Mineralgenerationen. Dass diese Mineralien eine gleichzeitig mit den verschiedenen Gefügeelementen entstandene Abfolge in Mineralgenerationen darstellen, ist aus dem Gesagten noch nicht eindeutig belegt, denn die Mineralien der ersten und zweiten Generation könnten sich auch gleichzeitig in beiden Gefügebereichen verschieden entwickelt haben. Die Abfolge der Generationen kann deshalb nur belegt werden, wenn an den Mineralien selbst Umwandlungen im Gefüge oder in andere Mineralien gezeigt werden können.

Wie bei den Gesteinsbeschreibungen gesagt wurde, besitzen die Gesteine, die als Hauptparagenesen die Mineralien der ersten Generation (vgl. Tab. 5) enthalten, ein massiges, vorwiegend granoblastisches Gefüge. In diesem Gefüge, und besonders beim Übergang in die Gneisgefüge der Randzone

Tabelle 5: Die Abfolge der Mineralgenerationen und Metamorphosen im Komplex mit vorherzynischen Gesteinsrelikten (die Hauptparagenesen der jeweiligen Gesteine sind kursiv gedruckt)

Relatives Alter Mineralfazies Generation	Gefügemerkmale	Biotit-Horn- blende-Pyroxenit	hypersthen- führender Quarzdiorit	Disthen- Sillimanitgneis	hypersthen- führender Granat-Biotit- Alkalifeldspatfels
vorherzynisch (kaledonisch) Granulitfazies erste erkennbare Generation	massig- granoblastisch	<i>Bronzit</i> <i>Diopsid</i> <i>Hornblende</i> <i>Biotit</i> <i>Quarz</i> (Granat)* ± <i>Plagioklas</i>	<i>Plagioklas</i> <i>Biotit</i> <i>Quarz</i> <i>Hypersthen</i> (Granat)*	Granat ₁ als Relikte	<i>Alkalifeldspat</i> <i>Quarz</i> Granat ₁ <i>Biotit</i> (Granat ₂) <i>Hypersthen</i> <i>Graphit</i>
herzynisch Almandin- Amphibolitfazies zweite Generation	herzynisches Gneisgefüge mit Kristallisations- schieferung und Streifenlinear in vergneisten Zonen und Gneisen	<i>Hornblende</i> <i>Cummingtonit</i> <i>Anthophyllit</i> <i>Biotit</i> <i>Quarz</i> ± <i>Plagioklas</i>	<i>Plagioklas</i> <i>Quarz</i> <i>Biotit</i> <i>Hornblende</i> <i>Anthophyllit</i> <i>Cummingtonit</i>	<i>Quarz</i> <i>Plagioklas</i> <i>Biotit</i> <i>Disthen</i> <i>Sillimanit</i> <i>Granat</i> <i>Graphit</i>	<i>Quarz</i> <i>Plagioklas</i> <i>Biotit</i> <i>Disthen</i> <i>Sillimanit</i> <i>Granat</i>
alpin Grünschieferfazies dritte Generation	nur teilweise alpine Schieferung mit steilem Strömungs- linear, sehr selektiv	<i>Aktinolith</i> <i>Chlorit</i> <i>Talk</i> <i>Zoisit/Epidot</i> <i>Calcit</i>	<i>Chlorit</i> <i>Aktinolith</i> <i>Zoisit/Epidot</i> <i>Sericit</i> <i>Calcit</i>	<i>Sericit</i> <i>Chlorit</i> <i>Zoisit/Epidot</i> <i>Biotit</i> <i>Calcit</i>	<i>Sericit</i> <i>Zoisit/Epidot</i> <i>Chlorit</i> <i>Biotit</i> <i>Calcit</i>

* Die Klammer bei Granat bedeutet, dass er Kränze um Biotit und Orthopyroxen-Amphibolaggregate bildet.

Tabelle 6: Die zeitliche Mineralabfolge in den hypersthenführenden Quarzdioriten

Alter und Mineralfazies	Gefügemerkmale	Mineralbildungen und Umwandlungen
erste erkennbare Generation Granulitfazies vorherzynisch	massiges, teilweise granoblastisches Hauptgefüge	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div> <p><i>Hypersthen</i></p> <p>↓</p> <p><i>Anthophyllit</i> <i>Cummingtonit</i> <i>Hornblende</i></p> <p>↓</p> <p><i>Aktinolith</i></p> </div> <div> <p><i>Biotit</i></p> <p>↓</p> <p>Bildung der Granatkränze</p> <p>↓</p> <p><i>Biotitschuppen</i>; am Rand der Linse eingeregelt</p> <p>↓</p> <p><i>Chlorit</i> (heller, feinschuppiger <i>Biotit</i>)</p> </div> <div> <p><i>Plagioklas</i></p> <p>↓</p> <p>Granulierung; Rekristallisation; Einregelung der Pflaster am Rand</p> <p>↓</p> <p><i>Zoisit</i> <i>Sericit</i></p> </div> <div> <p><i>Quarz</i></p> <p>↓</p> <p>Rekristallisation; verzahnte Aggregate</p> </div> </div>
zweite Generation Almandin-Amphibolitfazies herzynisch	Vergneisung am Rand der Quarzdioritlinsen Bildung des herzynischen Gneisgefüges	
dritte Generation Grünschieferfazies alpin	Umwandlungen entlang Klüften	

Tabelle 7: Die zeitliche Mineralabfolge in den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen (und Bildung der Disthen-Sillimanitgneise)

Mineralgeneration Mineralfazies Alter	Gefügemerkmale	Mineralbildungen und Mineralumwandlungen
erste Generation Granulitfazies vorherzynisch (ca. 450 Mio. Jahre)	massiges, teilweise granoblastisches Hauptgefüge	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div>Alkalifeldspat</div> <div>Biotit</div> <div>Plagioklas</div> <div>Granat₁</div> <div>Hypersthen</div> <div>Quarz</div> </div> <div style="text-align: center; margin-top: 10px;"> <p>↓ ↓ ↓</p> <p>Granatkränze um Biotit</p> </div>
zweite Generation Almandin-Amphibolitfazies herzynisch	Vergneisung an der Grenze zu den Gneisen und in Zonen im Innern Bildung des herzynischen Gneisgefüges mit Einregelung der Mineralien der zweiten Generation (Hauptmineralbestand der Disthen-Sillimanitgneise)	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div> <p>Granulierung</p> <p>↓</p> <p>Oligoklasplaster und Biotit</p> <p>↓</p> <p>Zoisit Sericit</p> </div> <div> <p>Disthen + Sillimanit + Biotit</p> <p>↓</p> <p>Rekristallisation Ausschuppung</p> <p>↓</p> <p>Chlorit Sericit Biotit</p> </div> <div> <p>granulierte Pflaster</p> <p>↓</p> <p>Zoisit Sericit</p> </div> <div> <p>bleibt erhalten, bildet Relikte</p> <p>↓</p> <p>Zoisit, Klinozoisit Calcit, Chlorit</p> </div> <div> <p>Biotit</p> <p>↓</p> <p>bleibt erhalten, bildet Relikte</p> </div> <div> <p>Quarzplaster</p> </div> </div>
dritte Generation Grünschieferfazies alpin	Bildung von S-Flächen mit steilem Strömungslinear, Klüfte	

zum Disthen-Sillimanitgneis und in vergneisten Zonen innerhalb der massigen Gesteine, können folgende strukturelle Umprägungen und Mineralumwandlungen beobachtet werden:

- a) Granulierung der Feldspäte
- b) Kataklaste und Rekristallisation der Biotite
- c) Erhaltung von Granatrelikten in den Gneisen
- d) Allgemeine Vergneisung der vorherzynischen Gesteinsrelikte
- e) Bildung neuer Mineralien durch Umwandlung von Mineralien aus der ersten (vorherzynischen) Generation

a) Die Granulierung der Feldspäte

Die bei den Gesteinsbeschreibungen auf S. 31 und S. 55 erwähnte Granulierung der Feldspäte kann sowohl in den hypersthenführenden Quarzdioriten als auch in den Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen beobachtet werden.

Im Inneren des Quarzdiorites treten 1–2 mm grosse Plagioklase auf. Diese sind oft schon etwas granuliert. Bevorzugt von den Korngrenzen aus oder entlang Zwillingslamellen bilden sich feinkörnige Pflaster, die aus ca. 0,1 mm grossen Körnern bestehen. Einen noch ganz erhaltenen, grossen Plagioklas zeigt Fig. 19a. In Fig. 19b ist der Plagioklas schon zum Teil granuliert. In der vergneisten Zone am Rand des Quarzdiorits sind alle Plagioklase vollständig in solche Pflaster umgewandelt, wie es Fig. 19c zeigt. Diese Pflaster, die im Inneren des Quarzdiorits noch das ehemalige, oft isometrische Korn abbilden, sind in der vergneisten Randzone zusätzlich in S gelängt.

In den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen kann dasselbe beobachtet werden. In hellen, schlierigen Nestern tritt dort bis 3 mm grosser Plagioklas auf. Dieser wird in gleicher Weise granuliert.

Auch die Alkalifeldspäte werden granuliert. Zuerst bilden sich fleckig feingranulierte Alkalifeldspäte. Diese werden teilweise am Rand in Albit umgewandelt. Schliesslich bilden sich daraus feingranulierte Oligoklase, wobei der Biotitgehalt im Gestein zunimmt.

Die Disthen-Sillimanitgneise führen selbst in gleicher Weise feingranulierte Plagioklase, die gleich aussehen wie jene der vergneisten Randzonen.

Die Granulierung der Feldspäte beginnt im Inneren der Gesteine mit dem massig-granoblastischen Gefüge, nimmt in den vergneisten Zonen derart zu, dass sämtlicher Feldspat granuliert ist.

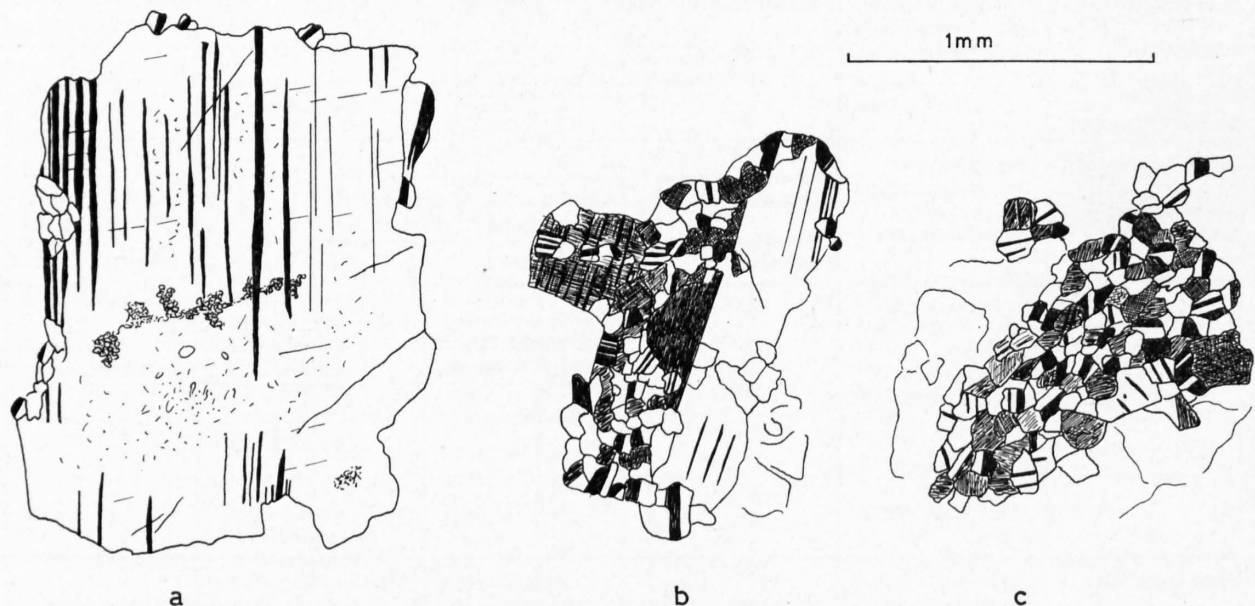


Fig. 19: Granulierung der Plagioklase aus hypersthenführendem Quarzdiorit.

- a) Nicht granulierter Plagioklas aus dem Innern der Quarzdiorit-Linse. b) Teilweise granulierter Plagioklas aus dem Innern der Quarzdiorit-Linse. c) Völlig granulierter Plagioklas aus dem vergneisten Rand der Quarzdiorit-Linse.

Schliesslich ist der Plagioklas des Disthen-Sillimanitgneises in gleicher Weise granuliert. Sie stellt somit eine Bildung dar, die nach der Kristallisation der Plagioklase in den massigen Gesteinen stattgefunden hat und in den vergneisten Zonen – wie im Disthen-Sillimanitgneis – in gleicher Weise granuliert Pflaster hervorrief. Es handelt sich demnach bei der Granulierung der Feldspäte um ein Phänomen, das durch tektonische Beanspruchung bei metamorphen Umwandlungen hervorgerufen wird, also um eine Kataklaste mit Rekristallisation.

Granulierte Plagioklase sind sehr verbreitet. Sie sind typisch in der grossen Masse der Paradis-Gneise, wo sie (siehe S. 40) auch nach grösseren Plagioklasen pseudomorphe Aggregate bilden. Auch dort sind sie wahrscheinlich nach der Bildung der grösseren Plagioklase durch Umwandlung während tektonischer Beanspruchung entstanden. Auch sind granuliert Plagioklase typisch für viele Gneise in der Silvretta und für die Ceneri-Gneise in den Südalpen.

b) Kataklaste und Rekristallisation der Biotite

Bei den Biotiten kann ein ähnlicher Prozess beobachtet werden. Die Biotite im massigen Gefüge der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse bestehen aus oft über 1 mm grossen, xenomorphen Plättchen oder Paketchen. Sie sind schon dort, wie in Fig. 6 zu sehen ist, teilweise zerknittert, und dies oft quer zur Plättchenebene. Auch können sie etwas verbogen sein. Der Biotit in den vergneisten Zonen ist schon weitgehend in kleine Plättchen von 0,1 bis max. 0,5 mm ausgeschuppt und in die S-Flächen eingeregelt. Man kann aber immer noch Relikte älterer grösserer Biotite beobachten – dies besonders an Bewegungsschatten von Granaten, wie aus Fig. 20 zu sehen ist. Auch in die Granate eingeschlossen sind oft noch grössere Biotite erhalten.

In gleicher Weise werden die Biotite in der Randzone der Quarzdiorite zerkleinert und eingeregelt.

Die Biotite der Disthen-Sillimanitgneise unterscheiden sich nicht von jenen der vergneisten Randzonen und der vergneisten Bänder im Innern der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse und des Quarzdiorites. Auch sind in den Granatrelikten zusammen mit den rundlichen Quarzeinschlüssen Biotite zu beobachten, die grösser sind als jene des Hauptgefüges und jenen des Granat-Biotit-Alkalifeldspatfels entsprechen.

Auch die Biotite zeigen an, dass sich aus einer älteren Generation in den massigen Gesteinen jüngerer Biotit unter Einregelung in die herzynischen Gneisgefüge gebildet hat.

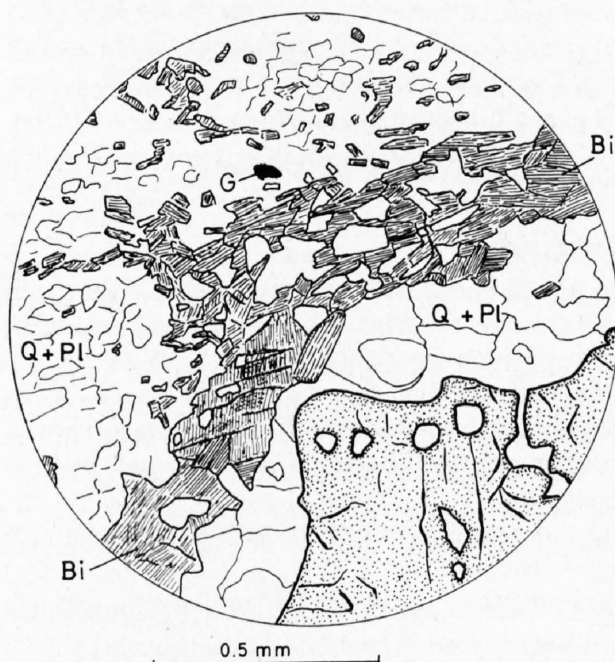


Fig. 20: Strukturbild aus der vergneisten Zone der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse.

Bi = Biotit
Pl = Plagioklas
Q = Quarz
G = Granat

Man beachte, dass in der Mitte unten noch ein grösserer zerknitterter Biotit als Relikt erhalten ist, während in der oberen Hälfte die Biotite ausgeschuppt sind.

c) Die Erhaltung von reliktschen Granaten in den Gneisen

In den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen kann man, wie auf S. 32 beschrieben wurde, zwei Granattypen unterscheiden. Der Granat₁ bildet bis 5 mm grosse, rundliche Körner mit Tendenz zu amöbenartiger bis skelettartiger Form, mit rundlichen Quarzkörnern und Biotitplättchen als Einschlüssen. Der Granat₂ besteht aus ca. 0,1 mm grossen Körnern, die Kränze um Biotit, und zwar zwischen Biotit und Alkalifeldspat, bilden.

Die Granate₁ bleiben in den vergneisten Zonen unter Beibehaltung ihrer Grösse und ihrer typischen Einschlüsse erhalten. Das neue Gneisgefüge schmiegt sich an die Granate an, und die Granate selbst sind, wenn überhaupt, nur schwach deformiert; sie werden aber in der Gneismasse rotiert. Die rundlichen Quarz- und Biotiteinschlüsse bleiben in gleicher Form erhalten wie in den massigen Gesteinspartien. Die eingeschlossenen Biotite sind dann oft grösser als jene der Hauptmasse, die – wie oben gesagt wurde – feinschuppig sind.

Gleich wie in den vergneisten Zonen der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse sehen die Granate in den Disthen-Sillimanitgneisen aus. Sie enthalten auch oft die gleichen Granate in gleicher Form.

Diese Erhaltung von Granaten aus den Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen bei der Bildung neuer Gneisgefüge zeigt Fig. 21: In *a* ist ein Granat aus dem massigen Gefüge zu sehen; in der vergneisten Zone *b* ist ein solcher Granat zwar schwach deformiert, zeigt aber die gleichen Einschlüsse; in *c* ist ein Granat aus den Disthen-Sillimanitgneisen zu sehen, der auch die gleichen Einschlüsse zeigt (man beachte das grössere Biotitplättchen im Innern des Granats); in *d* schliesslich sehen wir einen Granat aus den Andesin-Labradorgneisen, der im herzynischen Gneisgefüge eine schwache Deformation (Längung unter Bildung von Querrissen) zeigt und sonst den übrigen Granatrelikten sehr ähnlich ist. Mit der Vergneisung zunehmend kann auch nicht selten eine Korrosion durch Quarz beobachtet werden.

Im hier beschriebenen Komplex bleiben also, im Gegensatz zu den übrigen Mineralien, die Granate₁ bei der Vergneisung weitgehend erhalten. Die grossen Granate der Disthen-Sillimanitgneise sind wenigstens teilweise als Relikte aus dem massigen Gefüge der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse zu betrachten. Sie mögen teilweise weitergewachsen sein. Oft aber sind sie wohl in gleicher Grösse und Form erhalten geblieben.

Gleich aussehende Granate in den übrigen Gneisen wurden in dieser Arbeit ebenfalls als vorherzynische Relikte betrachtet. Ob dies in jedem Fall zutrifft, bleibe hier offen.

Neben diesen grossen Granaten treten in den Gneisen sehr oft auch kleine, idiomorphe Granate auf, die wohl in der zweiten Mineralgeneration neu gebildet wurden. Es wird also *nur ein Teil der Granate als vorherzynische Relikte betrachtet*.

Dass die Granate zu einem grossen Teil bei der Vergneisung erhalten blieben, mag darauf beruhen, dass sie eine mehr oder weniger kugelige Form besitzen, die sich leicht passiv im bewegten Gefüge drehen lässt, ohne dabei zerstört zu werden. Ähnliches Verhalten kann im grösseren Massstab ja auch bei den Kalksilikatfels-Einschlüssen, die auch bei vollständig phyllonitisierten Gneisen noch ganz erhalten sein können, beobachtet werden.

d) Die allgemeine Vergneisung der vorherzynischen Gesteinsrelikte

Alle vorwiegend linsigen Gneiseinschlüsse des in Fig. 18 dargestellten Komplexes (A–F) besitzen eine überwiegend massige Textur mit teilweise granoblastischer Struktur. Alle Einschlüsse werden an der Grenze zu den umgebenden Gneisen und teilweise in internen Zonen vergneist. In den hypersthenführenden Quarzdioriten und Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen treten Granatkränze im Biotit bzw. um Orthopyroxen-Amphibolaggregate auf. Ferner besitzen die Mineralkörner allgemein vorwiegend isometrische Korngestalt. Betrachtet man die aus den gleichen Gesteinen beschriebenen vergneisten Zonen, kann man folgende Erscheinungen beobachten:

- Quarz wird kataklastisch umgewandelt und bildet in vergneisten Partien parallel zu S und zum Streifenlinear gelängte Aggregate aus verzahnten Körnern.
- Die mit zunehmender Vergneisung vollständig granulierten Plagioklase bilden ähnliche gelängte Aggregate.

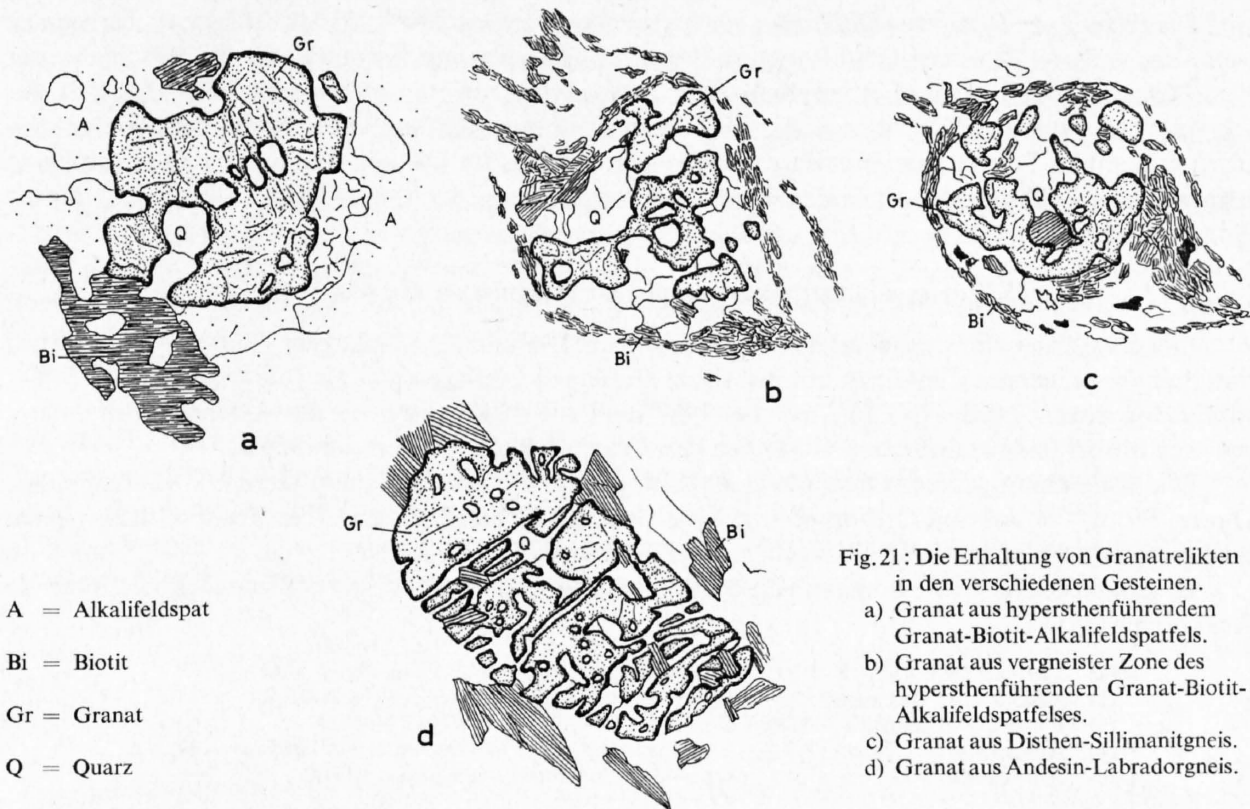


Fig. 21: Die Erhaltung von Granatrelikten in den verschiedenen Gesteinen.

- a) Granat aus hypersthenführendem Granat-Biotit-Alkalifeldspatfels.
- b) Granat aus vergneister Zone des hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfels.
- c) Granat aus Disthen-Sillimanitgneis.
- d) Granat aus Andesin-Labradorgneis.

- Die Biotite werden ausgeschuppt und parallel zur Schieferung und zum Streifenlinear eingeregelt.
- Die Granatkränze werden aufgesprengt und bilden Kornzeilen parallel zur Schieferung, oder sie werden umgewandelt in Disthen, Sillimanit und Biotit.
- Die Amphibole (aus Pyroxen entstanden) werden ebenfalls feinkörnig und ordnen sich in Zeilen ein.

Das massige, eher granoblastische Gefüge der vorherzynischen Gesteinsrelikte geht also unter postkristalliner Deformation über in das Gneisgefüge. Dieses Gneisgefüge ist bei den Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen in der Mineralzusammensetzung und Struktur und in der Textur gleich jenem der Disthen-Sillimanitgneise. Die Disthen-Sillimanitgneise dürften deshalb durch Vergneisung, verbunden mit Rekristallisation teilweise anderer Mineralien, aus den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen entstanden sein.

e) *Bildung neuer Mineralien durch Umwandlung aus Mineralien der ersten (vorherzynischen) Mineralgeneration¹*

Neben den Umwandlungen im Gefüge wurden bei der Bildung der zweiten Mineralgeneration in unserem Komplex auch Umwandlungen und Neubildungen an den Mineralien selbst beobachtet. Dies sind im wesentlichen folgende:

1. Die Bildung von Anthophyllit und Cummingtonit aus Orthopyroxen in der Biotit-Hornblende-Pyroxenitische (b, S. 76) und im hypersthenführenden Quarzdiorit (a). Beide Umwandlungen wurden auf S. 51 bzw. auf S. 56 bereits beschrieben.
2. Die Bildung von Plagioklas anstelle von Alkalifeldspat bei den hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelsen unter Zunahme des Biotitgehaltes im Gestein (siehe S. 31).
3. Die Bildung von Disthen und Sillimanit aus dem Granat₂ der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse (siehe S. 32).

¹⁾ Die Umwandlungen und Neubildungen sind in den Tab. 5, 6 und 7 zusammengestellt.

Die Bildung von Disthen und Sillimanit aus dem Granat₂ der Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse beginnt schon im Inneren der massigen Gesteinsmasse. Es bilden sich aus Granat₂ sehr feinkörnige, unter dem Mikroskop nicht mehr bestimmbare Aggregate, in welchen röntgenographisch Disthen nachgewiesen wurde. In den vergneisten Zonen sind dann Disthen und Sillimanit nebeneinander mikroskopisch erkennbar. Der Granat₂ ist weitgehend verschwunden. Im Disthen-Sillimanitgneis treten beide Mineralien, wie übrigens auch in den genannten, vergneisten Zonen, bevorzugt in das Streifenlinear eingeregelt auf.

3. Zur granulitfaziellen Prägung vorherzynischer Gesteinsrelikte

Die erste erkennbare Mineralgeneration (vgl. Tab. 5, 6 und 7), welche den Hauptmineralbestand von drei verschiedenen Gesteinen mit massigem Gefüge darstellt, enthält als charakteristisches Mineral Orthopyroxen. Nach H. G. F. WINKLER (1967) und anderen Autoren ist das Auftreten von Orthopyroxen in regionalmetamorphen Gesteinen charakteristisch für die Granulitfazies.

Die Mineralparagenesen Orthopyroxen, Klinopyroxen, Hornblende und Granat bzw. Plagioklas, Quarz, Biotit, Granat und Orthopyroxen, bzw. Orthoklas, Quarz, Granat, Biotit und Orthopyroxen sind nach D. DE WAARD (1965) Paragenesen der *Hornblende-Granulitfazies*.

Er gibt ferner für den Übergang von der Almandin-Amphibolitfazies zur Granulitfazies folgende Reaktionen an:

- (1) Hornblende + 4 Quarz \rightleftharpoons 3 Orthopyroxen + Klinopyroxen + Plagioklas + H₂O
- (2) 2 Biotit + 12 Quarz \rightleftharpoons 8 Orthopyroxen + Almandin + 4 Orthoklas + 4 H₂O
- (3) 6 Biotit + 8 Sillimanit + 28 Quarz \rightleftharpoons 11 Almandin + 12 Orthoklas + H₂O
- (4) Hornblende + 2 Biotit + 17 Quarz \rightleftharpoons 15 Orthopyroxen + 4 Orthoklas + Plagioklas + H₂O
- (5) Hornblende + Almandin + 5 Quarz \rightleftharpoons 7 Orthopyroxen + Plagioklas + H₂O

Bei diesen Gleichungen stellt die linke Seite Paragenesen der Almandin-Amphibolitfazies und die rechte Seite solche der Granulitfazies dar. Vergleichen wir nun unsere retrograden Umwandlungen, dann stellen wir folgende Analogien fest:

Hornblende wird retrograd aus Orthopyroxen und Diopsid in der Biotit-Hornblende-Pyroxenit-scholle und im Quarzdiorit (besonders in der vergneisten Zone) gebildet, was der Reaktion (1) entsprechen dürfte.

Der Alkalifeldspat verschwindet in den vergneisten Zonen des Granat-Biotit-Alkalifeldspatfeldes und im Disthen-Sillimanitgneis zugunsten von granuliertem Plagioklas; der Biotitgehalt im Gestein nimmt dabei zu. Es dürfte eine Reaktion wie (2) im Spiele sein.

Disthen und Sillimanit werden aus Granat₂ gebildet, ähnlich wie bei der Reaktion (3).

Ferner beobachtete D. DE WAARD (1965) die Bildung von Granat zwischen Orthopyroxen und Plagioklas, gleich wie wir sie in den hypersthenführenden Quarzdioriten beobachten können.

Die hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse, die Biotit-Hornblende-Pyroxenit-scholle und der hypersthenführende Quarzdiorit führen Hauptparagenesen, die typisch sind für die *Hornblende-Granulitfazies*. Die Gesteine selbst sind zwar keine Granulite im Sinne von K. H. SCHEUMANN (1961), denn sie führen Biotit in beträchtlichen Mengen als Hauptgemengteil und besitzen keine Diskenquarze. Sie haben jedoch sehr grosse Ähnlichkeiten mit Gesteinen der Ivrea-Zone in den Südalpen. So entspricht der hypersthenführende Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelds den pyroxenführenden Stronalithen nach R. SCHMID (1967).

4. Zusammenfassung

Im Arbeitsgebiet kann eine Metamorphose nachgewiesen werden, die vor der Bildung der herzynischen Gneisgefüge Gesteine geprägt hat, welche heute als massige, in Gneise eingebettete Gesteinsrelikte vorliegen.

Diese massigen Gesteinsrelikte sind als vorherzynisch zu bezeichnen, weil ihr massiges Gefüge durch die herzynischen Gefügeelemente mit dem typischen Streifenlinear derart überprägt wird, dass

es nur noch in kleineren Gesteinskörpern schön konserviert ist. Zudem kann parallel dazu die Umwandlung der in Granulitfazies konservierten Mineralparagenesen an den Übergängen zu den Gneisen sowohl am Einzelmineral wie im Gesamtgefüge verfolgt werden. Die Mineralien und Mineralparagenesen der Granulitfazies werden dabei retrograd umgewandelt in solche der Almandin-Amphibolitfazies.

U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen aus den im Komplex der granulitischen Gesteinsrelikte auftretenden Disthen-Sillimanitgneise ergaben nach B. GRAUERT & A. ARNOLD (1968) Alterswerte, die einen starken Bleiverlust der Zirkone vor 450 Mio. Jahren anzeigen. Dieser Bleiverlust stellt nach ihnen ein episodisches Ereignis dar und entspricht einer sehr hochgradigen Metamorphose. Deshalb wurde damit wahrscheinlich die granulitische Metamorphose datiert. Sie wäre demnach kaledonischen Alters.

Die regionale Verbreitung der granulitischen Metamorphose kann aus den wenigen Fundpunkten solcher Gesteine noch nicht abgeschätzt werden; sie kann nur lokal nachgewiesen werden. Immerhin sind wahrscheinlich anatektische Bildungen wie Migmatite, die eine herzynische Überprägung zeigen, wie dies im Kapitel zur Tektonik (S. 69) gesagt wurde, recht weit verbreitet.

Die vorherzynische, wahrscheinlich kaledonische Metamorphose hat möglicherweise doch einen grösseren Teil der Altkristallingesteine teilweise in Granulitfazies und anatektisch geprägt.

B. Die herzynische Metamorphose

Anhand petrographischer Argumente kann im Anschluss an das vorangehende Kapitel folgendes abgeleitet werden:

Nach einer vorherzynischen Metamorphose, mindestens lokal in Granulitfazies, muss eine Metamorphose in Almandin-Amphibolitfazies stattgefunden haben, welche mit Ausnahme weniger konservierter Relikte alle älteren Gesteine regional und durchgreifend umgewandelt hat. Das dabei gebildete Gefüge mit dem Streifenlinear ist das Hauptgefüge fast aller altkristallinen Gneise, die nicht zu stark alpin überprägt wurden.

Die Metamorphose, welche diese Gefüge und die darin eingeregelter Mineralien der Almandin-Amphibolitfazies geschaffen hat, muss jünger sein als die Bildung der granulitischen Gesteine vor ca. 450 Mio. Jahren und älter als die Intrusion der jungherzynischen Intrusivgesteine. Weiter lässt sich der Zeitpunkt der auch in dieser Arbeit als herzynisch bezeichneten Metamorphose nicht einengen.

Immerhin hat B. GRAUERT (1966) im Silvretta-Kristallin eine Regionalmetamorphose nachgewiesen, die für die Schlingentektonik und die Rekristallisation der «Flüelagranite» verantwortlich ist und die nach seinen Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesamtgesteinen und an Mineralien zwischen 351 Mio. Jahren und 295 Mio. Jahren stattgefunden haben muss, also in einer herzynischen Zeitspanne.

Da es bisher im Gotthardmassiv kein Argument gegen eine herzynische Metamorphose gibt, manche Indizien aber dafür sprechen, darf die voralpine Metamorphose mit dem Streifenlinear und den Mineralien der Almandin-Amphibolitfazies, die sich von einer älteren Metamorphose abtrennen lässt, ohne weiteres als herzynische Metamorphose bezeichnet werden.

Die Abtrennung der herzynischen Mineralgeneration und deren Entstehung durch Umwandlung älterer, mindestens teilweise bereits metamorpher Gesteine wurde im vorangehenden Kapitel hinlänglich begründet. Doch können ihre Druck- und Temperaturbedingungen noch etwas näher bestimmt werden.

Wie Tab. 5 zeigt, treten in der zweiten Mineralgeneration Disthen und Sillimanit auf, die sich teilweise aus der ersten Mineralgeneration bilden. Nach E. ALTHAUS (1967) liegt der Tripelpunkt der drei Phasen Andalusit, Disthen und Sillimanit des Systems Al_2SiO_5 bei $595^\circ \text{C} \pm 10^\circ \text{C}$ und $6,5 \pm 0,5$ Kilobar. Wenn bei uns Disthen und Sillimanit stabil gebildet wurden, dann müssen in den disthen- und sillimanitführenden Gesteinen bei der herzynischen Metamorphose, d.h. im Arbeitsgebiet wenigstens lokal, Temperaturen von über 585°C und Drucke über 6 Kilobar geherrscht haben.

Ferner wurde der Orthopyroxen aus den granulitisch geprägten Gesteinen teilweise retrograd zu Anthophyllit und Cummingtonit umgewandelt. Haben sich die beiden Mineralien stabil gebildet, dann brauchte es nach H.J. GREENWOOD (1963), T. HINRICHSSEN (1967) und K. SCHÜRMANN (1967) Temperaturen über ca. 600° C und unter ca. 750° C (siehe auch S. 52).

Für die Gesteine mit Disthen und Sillimanit und für jene mit Anthophyllit und Cummingtonit dürften somit während der herzynischen Metamorphose Temperaturen über ca. 600° C und Drucke über ca. 6 Kilobar geherrscht haben.

Die herzynische Metamorphose hat alle älteren Gesteine in Almandin–Amphibolitfazies, und zwar teilweise retrograd, überprägt. Die Umwandlung der Gesteine war durchgreifend und hat nur Relikte von älteren Metamorphosen verschont. Es ist die Metamorphose, die von den meisten Autoren gemeinhin als die voralpine und herzynische Metamorphose bezeichnet wird.

C. Die alpine Metamorphose

Alle Mineralparagenesen (dritte Mineralgeneration), die alpin gebildet wurden, gehören zur Grünschieferfazies. Meistens sind sie durch retrograde Metamorphose aus Gesteinen entstanden, die in Almandin–Amphibolitfazies geprägt waren. Sehr auffallend ist bei der alpinen Metamorphose ihre Selektivität, wie dies schon E. NIGGLI (1944) betonte. Er gibt hauptsächlich zwei Gründe für die Selektivität an: die Verschiedenheit der Gesteine und die Verschiedenheit in den Temperatur- und Stressbedingungen.

Tatsächlich sind besonders die Amphibolite und teilweise auch die Kalksilikatfelse, ganz besonders aber die intermediären Gänge intensiv alpin rekristallisiert.

Sucht man allgemein nach alpin möglichst stark rekristallisierten Gesteinen, so findet man sie am Nordrand des Massivs (im Arbeitsgebiet) und in alpinen Scherzonen im Innern des Massivs oder in deren Nähe.

Wie H.G.F. WINKLER (1966, 1967) betont, ist eine retrograde Metamorphose in der Regel nur möglich, wenn den Gesteinen H₂O- und CO₂-haltige, mobile Phasen zugeführt werden, weil sich retrograd mehr H₂O- und CO₂-führende Mineralparagenesen bilden. Bei der Erklärung der Selektivität der Metamorphose müssen also auch die Gas- und Flüssigkeitsphasen berücksichtigt werden.

Wie bei den Gesteinsbeschreibungen betont wurde, bilden sich die alpinen Mineralien bevorzugt an Klüften und alpinen S-Flächen (Umwandlung von Biotit zu Chlorit, Umwandlung der Plagioklase usw.). Wenn eine mobile Phase zugeführt wird, dann geschieht das am leichtesten entlang Klüften und bei der Durchbewegung von Gesteinen.

Die Selektivität der alpinen Metamorphose kann also zu einem grossen Teil, wie dies auch an den Kalksilikatfelsen gezeigt wird (siehe zweiter Teil), auf die verschiedene Wegsamkeit für die mobile Phase zurückgeführt werden.

Die Kalksilikats-Einschlüsse

I. Einleitung und Problemstellung

1. Definition der Kalksilikats-Einschlüsse

Kalksilikats-Einschlüsse sind im Gotthardmassiv und in weiteren herzynischen Gneisgebirgen bekannte Begleiter von Paragneisen. Es sind dies meist dezimeter- bis metergrosse, oft linsige, in die Paragneise eingelagerte, zonar gebaute Gesteinskörper, deren Mineralbestand, ausser aus Quarz, ganz oder zu einem wesentlichen Teil aus Kalksilikat-Mineralien besteht.

Sie unterscheiden sich durch ihre Lage als kleine Einschlüsse in Paragneisen, mit welchen sie während mehreren Metamorphosen in Wechselwirkung standen, und durch ihre mineralogische Zusammensetzung sowohl von grösseren regionalmetamorphen Kalkserien als auch von kontaktmetamorphen Kalksilikatbildungen.

In dieser Arbeit wird ausschliesslich dieser Typ von Kalksilikatsfelsen behandelt.

2. Kurzer historischer Rückblick

Das Auftreten von Kalksilikatsfelsen *im Gotthardmassiv* ist vor allem durch die in der grossen Linse am Piz Tagliola¹⁾ in Klüften auftretenden, schönen Granate (Hessonite) bekanntgeworden.

H.B. DE SAUSSURE (1796) erwähnt in seinen «Voyages dans les Alpes» (tome IV, p.87–90) die «Hyacinthes de Disentis». Er meinte damit wahrscheinlich die Grossulare des Piz Tagliola.

U. GRUBENMANN (1914) publizierte eine eingehende Arbeit über dieses Vorkommen am Piz Tagliola. Er führt, in der Reihenfolge ihrer Bildung, folgende Kluftparagenese an: Pyroxen, Titanit, Granat, Klinozoisit, Epidot, Hornblende, Adular, Chlorit und Byssolith. Wir finden in dieser Arbeit auch Analysen von Granat, Epidot und Pyroxen.

Er deutet die Entstehung der Linse wie folgt (S.17–18): «Aus einer ursprünglich vorhandenen Kalklinse entstand bei hoher Temperatur durch Kontaktmetamorphose zunächst ein Pyroxen-Granat-Hornfels. Im Zusammenhang mit den Prozessen der Alpenfaltung wurde alsdann unter hydrothermalen Einwirkung bei tieferen Temperaturen das ursprüngliche Carbonat zum Teil zurückgebildet auf Kosten der älteren Kalksilikate, während daneben die Bildung der wasserhaltigen Kalksilikate (Klinozoisit, Epidot und Strahlstein), des Chlorites, Adulares und feinen Quarzes vor sich ging.»

Als Intrusivgesteine, die diese Kontaktmetamorphose bewirkt haben, nennt er die feldspatreichen Gneise des Piz Badus im Norden und die feldspatreichen Gneise des Lohlenpasses im Süden.

Auf P. Niggli sich beziehend, erwähnt er Vorkommen von granatführenden Hornfelsen, oft auch mit Amphibol, nördlich der Hütte Tross im Unteralp, bei der Glockenspitze und im Schutt am Westabhang des Six Madun.

P. NIGGLI & W. STAUB (1914) nennen Kalksilikatsfelse in der Six-Madun-Kette. Auch sie erklären ihre Entstehung durch Kontaktmetamorphose.

ALB. HEIM (1921) gibt nach P. Niggli als Vorkommen von «Marmorlinsen mit Kalksilikaten und Hornfelsen»: Muttentalp, Alp Lohlen, am Badusstock, Piz Tagliola und Val Maighels an.

E. AMBÜHL (1930, S.285) erwähnt faustgrosse, hornfelsartige Gesteine SE des Piz-Toma-Gipfels. Dabei dürfte es sich um Kalksilikats-Einschlüsse handeln. Er gibt auch Fundorte von Kalksilikatsfelsen SE vom Tomasee und im Tobel in der Nähe von Mundbühl (Unteralp) an. Auf die Genese dieser Gesteine geht er aber nicht weiter ein.

E. NIGGLI (1944) gab eine umfangreiche Beschreibung der Kalksilikatsfelsen-Linsen im Raume zwischen der Val Nalps und der Val Maighels. Er unterschied zwei Typen: einen granatführenden und einen granatfreien Typ. Er erkannte sie auch als regional auftretende Gesteine und gab ihnen den Charakter von Leitgesteinen für einen Teil der Paragneise. Genetisch deutet er sie, übereinstimmend mit H. HENTSCHEL (1943), als primär normal-sedimentäre Zwischenlagerungen von Lagen und Schmitzen eines

¹⁾ In der Val Maighels, südlich Oberalppass; auf der alten Karte und in der alten Literatur «Piz Tegliola» genannt (Koord. 695.00/163.95).

kalkigen Sandsteins in Tonschiefern und Grauwacken, die durch dislokationsmetamorphe Vorgänge in einzelne Bruchstücke aufgelöst und polymetamorph umgewandelt wurden. Die Frage, ob der Zonarbau primär sedimentär oder durch Reaktion mit dem Nebengestein während der Metamorphose entstanden sei, lässt er offen.

Ich werde im Verlauf der Beschreibung und Interpretation auf diese Arbeit noch zurückkommen.

R.H.STEIGER (1962) nennt im südlichen Gotthardmassiv aus den Schmitzengneisen der Giubine-Serie knauerartige Einschlüsse, welche feinkörnigen Epidot und Granat führen. Wie ich auf einer Exkursion des Mineralogischen Institutes Bern feststellen konnte, sind das wahrscheinlich Kalksilikatfelse.

Ausserhalb des Gotthardmassivs finden sich viele Arbeiten, die gleiche oder ähnliche Gesteine beschreiben. Es ist jedoch nicht leicht, aus Bezeichnungen wie Granathornfels, Diopsidhornfels, Hornfels oder granatführende Quarzite zu entnehmen, dass dabei Kalksilikatfelse gemeint sind. Ich will hier nur noch jene Arbeiten anführen, die Hinweise auf die Genese geben.

H.PREISWERK & M.REINHARD (1934) nennen «konzentrisch zonarstruierte Hornfelseinschlüsse» im Ceneri-Gneis des insubrischen Kristallins, die er zusammen mit dem «quarzdioritischen Gneis» durch «Aufschmelzung von Sedimenten durch granitische Intrusion» deutet.

R.BÄCHLIN (1937) fand in den Gneisen des insubrischen Kristallins Kalksilikatfels-Einschlüsse, die bei einigen Unterschieden unseren Einschlüssen durchaus entsprechen. Er betrachtet sie als Kalkkonkretionen mit primär schaligem Aufbau. Der heutige Zonarbau sei im wesentlichen durch primäre Stoffunterschiede während der Metamorphose entstanden. Allerdings schliesst er Mineralneubildung durch Reaktion nicht aus.

D.KRUMMENACHER (1959) beschreibt aus der «Série des Aiguilles Rouges» und aus der «Série de Fully» Kalksilikatfels-Lagen und -Linsen. Er deutet sie als durch «boudinage» zerrissene, primär homogene Kalklagen, die durch die Metamorphose ihren Zonarbau erhalten haben.

A.STRECKEISEN (1928) fand Kalksilikatfels-Einschlüsse an einigen Orten in den Knoten- und Injektionsgneisen des Flüela-Gebietes. Sie waren nach seiner Interpretation (S.201) primär kalkreichere Konkretionen inmitten toniger Gesteine.

Ausserhalb der Alpen finden sich eine Anzahl Publikationen aus dem Moldanubikum und dem Schwarzwald.

H.HENTSCHEL (1943) publizierte die ausführlichste mir bekannte Arbeit über Kalksilikatfels-Einschlüsse in Paragneisen. Er gibt eine sehr ausführliche Beschreibung des mineralogischen Aufbaus, der Form und der Deformation der Kalksilikatfelse. Er deutet sie wie folgt: In einer Sedimentfolge wurden kalkig-tonige Quarzitlagen oder -schmitzen abgelagert. Durch tektonische Durchbewegung entstand die heute linsige Form. Der zonare Aufbau ist das Produkt von Reaktionen mit dem Wirtgestein während der Metamorphose. Diese Reaktion, die er «Mesitis» nennt, war begleitet von randlicher Abscherung und plastischer Deformation der Einschlusskörper.

Da ich noch öfters auf diese Arbeit zurückkomme, genüge hier dieser kurze Hinweis.

3. Problemstellung

Aus dem historischen Rückblick lassen sich im wesentlichen zwei Deutungen für die Kalksilikatfels-Einschlüsse geben:

- a) Die Kalksilikatfels-Einschlüsse lagen primär als *Kalkkonkretionen* in einer sedimentären Abfolge vor. Während metamorphen Prozessen wurden diese umgewandelt, wobei Reaktionen mit dem umgebenden Wirtgestein nicht ausgeschlossen sind. Die heutige Form der Einschlüsse ist primär; der heutige Zonarbau entstand aus primären, konzentrischen Stoffunterschieden.
- b) Die Einschlüsse wurden ursprünglich als *kalkreichere Lagen und Schmitzen* in einer sedimentären Serie abgelagert. Durch tektonische Prozesse erhielten sie sekundär ihre heutige Form. Der Zonarbau entstand, wenigstens zu einem Teil, durch Reaktion mit dem Wirtgestein während metamorphen Umwandlungen.

Als Art der Metamorphose geben ältere Arbeiten eher Kontaktmetamorphose an, während die jüngeren Arbeiten die Einschlüsse als regionalmetamorph umgewandelt betrachten.

Von diesen Voraussetzungen ausgehend, stelle ich im Verlauf meiner Untersuchungen folgende Gesichtspunkte in den Vordergrund:

- a) Die geologisch-petrographische Beschreibung der Kalksilikatfels-Einschlüsse und deren Verbreitung im Bereich des Arbeitsgebietes.
- b) Das Auffinden von Merkmalen, die auf deren primäre Natur Rückschlüsse ziehen lassen.
- c) Ihr Verhalten und ihre Wechselwirkung mit den umgebenden Paragneisen bei den alpinen und voralpinen Metamorphosen.

II. Geologisch-petrographische und mineralogische Beschreibung der Kalksilikatfels-Einschlüsse

A. Vorkommen und Verbreitung

1. Im Gotthardmassiv

Wurden die Kalksilikatfels-Einschlüsse in älteren Arbeiten nur als Einzelvorkommen erwähnt, so schrieb E. NIGGLI (1944, S. 86): «Um so überraschender war es nun, bei den Feldaufnahmen festzustellen, dass kleinere Kalksilikatfelslinsen in bestimmten Zonen geradezu massenhaft auftreten.» Er umgrenzte das Verbreitungsgebiet im Norden durch die dem Permokarbon direkt vorgelagerten Muskovitgneise und -schiefer, im Osten durch den Rein da Nalps, im Süden durch die von H. M. HUBER (1943) bearbeiteten Para- und Mischgneise. Es deckte sich das Gebiet mit jenem seiner «basischen Gneise».

Bei meinen Feldarbeiten konnte ich bald feststellen, dass ihr Auftreten weit über das genannte Verbreitungsgebiet hinausreicht. Sowohl an der Oberfläche wie in den Kraftwerkstollen konnte ich Kalksilikatfels-Einschlüsse bis in das Medelsertal im Osten verfolgen. Auch im südlich angrenzenden Gebiet der Paradis-Gneise treten zahlreiche Einschlüsse auf. Nur in der dem Permokarbon direkt südlich vorgelagerten Zone von Muskovitgneisen und -schiefern können bis jetzt noch keine Fundorte namhaft gemacht werden.

Allerdings ist die Häufigkeit der Einschlüsse nicht gleichmässig. Areale starker Häufung treten aus Gebieten mit sporadischem Auftreten stark hervor. Wir finden solche Areale mit starker Häufung am Gannaretschgletscher, nördlich des Piz Máler, bei der Sperrstelle Curnera und in der Region nördlich des Piogn Crap südwestlich des Stausees Curnera. Auf Fig. 5, wo die Fundpunkte innerhalb des Arbeitsgebietes dargestellt sind, lassen sich diese Areale erkennen. Allerdings ist die Zusammenstellung insofern unvollständig, als das Gebiet – teils wegen Schwierigkeiten im Gelände, teils auf Grund der Eigenart dieser Arbeit – nicht überall gleichmässig begangen wurde.

Ausserhalb des engeren Arbeitsgebietes sind – teils aus Literaturangaben, teils aus eigenen Beobachtungen – viele Kalksilikatfels-Einschlüsse aus der westlich gelegenen Region des Val Maighels und des Unteraltales bekannt. Östlich des Gebietes fand ich solche Einschlüsse im Druckstollen Nalps-Sta. Maria (1600 bis 1900 m ab Fenster S. Gions in Sta. Maria) in den Gneisen der Motta-Naira-Zone von H. M. HUBER (1943).

Interessant ist auch festzustellen, dass sie auch in den südlichen Paragneisen des Gotthardmassivs nicht fehlen. Anlässlich einer Exkursion des Mineralogischen Institutes Bern fanden wir in den Schmitzengneisen der Giubine-Serie von H. R. STEIGER (1962) Kalksilikatfels-Einschlüsse bei Bolla (Pt. 2140), südwestlich des Lago della Sella, auf dem Gotthardpass. Sie wurden von H. R. STEIGER als knauerartige Einschlüsse mit Epidot und Granat bezeichnet. Die genannten Fundpunkte finden sich auf dem Übersichtskärtchen, Fig. 3.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass im Gebiet zwischen Lukmanier- und Gotthardpass Kalksilikatfels-Einschlüsse in der gesamten Paragneisserie, mit Ausnahme der dem Permokarbon südlich vorgelagerten schmalen Zone im Norden und der Tremola-Serie im Süden, sporadisch auftreten. Areale starker Häufung treten in den Vordergrund. Eine Begrenzung nach Westen und Osten lässt sich noch nicht finden, so dass wir annehmen können, dass sie auch im übrigen Massiv nicht fehlen.

2. Ausserhalb des Gotthardmassivs

Auch ausserhalb des Gotthardmassivs sind solche Einschlüsse nicht selten. Im Tavetscher Zwischenmassiv traf ich solche im Freispiegelstollen Val Val-Curnera (912 bis 938 m ab Fenster Oberalp), westlich der Alp Tgatloms, an.

Im Aarmassiv sind Kalksilikatfels-Einschlüsse in Paragneisen an verschiedenen Stellen auch gehäuft bekannt (mündliche Mitteilung von Prof. Dr. Th. Hügi, Bern). Schon erwähnt wurden die Arbeiten von D. KRUMMENACHER (1959) aus dem Aiguilles-Rouges-Massiv, von R. BÄCHLIN (1937) aus dem insubrischen Kristallin, von A. STRECKEISEN (1928) aus der Silvretta und von H. HENTSCHEL (1943) aus dem Moldanubikum. HENTSCHEL erwähnt auch Vorkommen im Schwarzwald und in der Münchberger Gneismasse.

Wenn wir berücksichtigen, dass diese kleinen Einschlüsse, besonders im verwitterten Zustand, sehr leicht übersehen werden, wenn nicht speziell danach gesucht wird, dann dürfen wir annehmen, dass sie viel häufiger sind, als gemeinhin angenommen wird. Offenbar haben wir ein Gestein vor uns, das weit verbreitet in herzynischen Paragneisen auftreten kann.

B. Allgemeine geologische Beschreibung

Die Kalksilikatfels-Einschlüsse zeigen in Grösse, Form, Lage und Anordnung im Gneis sowie in der Art und Intensität der Deformation ein recht wechselvolles Bild.

1. Grösse und Form der Einschlüsse

In der Grösse ist kein im Feld vorgefundener Einschluss vergleichbar mit dem Einschluss am Piz Tagliola im Maighelstal, der annähernd 4 auf 50 m misst. Im Raum der Staumauer Curnera wurden etliche Einschlüsse mit Ausdehnungen von 1 auf 3 m gefunden. Auch Einschlüsse mit linearen Grössen von 5 bis 10 cm sind nicht selten. Die Hauptzahl der Einschlüsse weist aber Grössen von 20 bis 60 cm in der Längsausdehnung und 5 bis 20 cm in der Breite auf.

Besonders bei kleineren Einschlüssen müssen wir allerdings berücksichtigen, dass wir im Aufschluss nur zweidimensionale Schnitte vor uns haben, so dass die wahre Grösse von der beobachteten

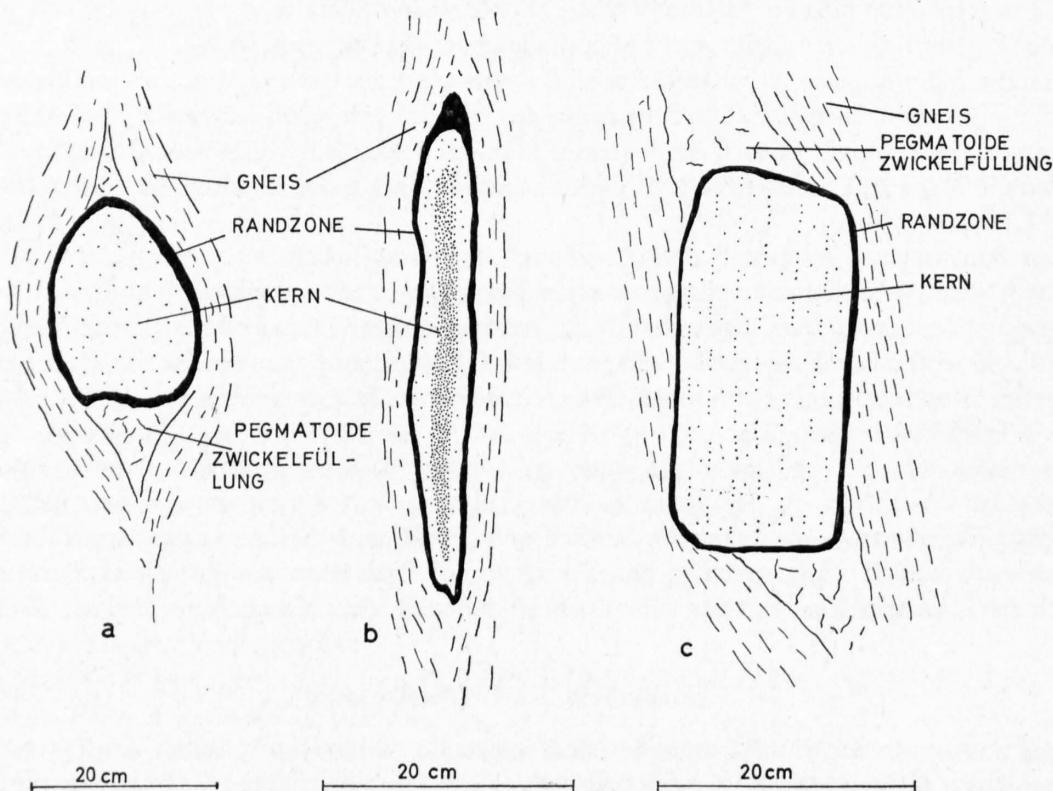


Fig. 22: Form der Kalksilikatfels-Einschlüsse; Beispiele aus der Region Curnera.

bedeutend abweichen kann. Betrachten wir aber eine grosse Zahl, so lässt sich eine mittlere Grösse angeben.

Die Form der Einschlüsse (Fig. 22) variiert von kugeligen über linsige zu flachlinsigen Typen. Nicht selten treten auch blockartige Körper auf, deren Ecken nur wenig abgerundet sind. Diese Formen können, wie später gezeigt wird, zusätzlich verborgen oder abgeschnürt sein.

2. Lage und Anordnung der Einschlüsse

Im allgemeinen schmiegt sich der Gneis, den Einschluss allseitig umgebend, an diesen an. Vor allem bei kugeligen und blockartigen Einschlüssen entstehen jedoch an den quer zur Gneisbänderung verlaufenden Enden der Körper Zwickel, die mit pegmatitischen Mineralien ausgefüllt sind.

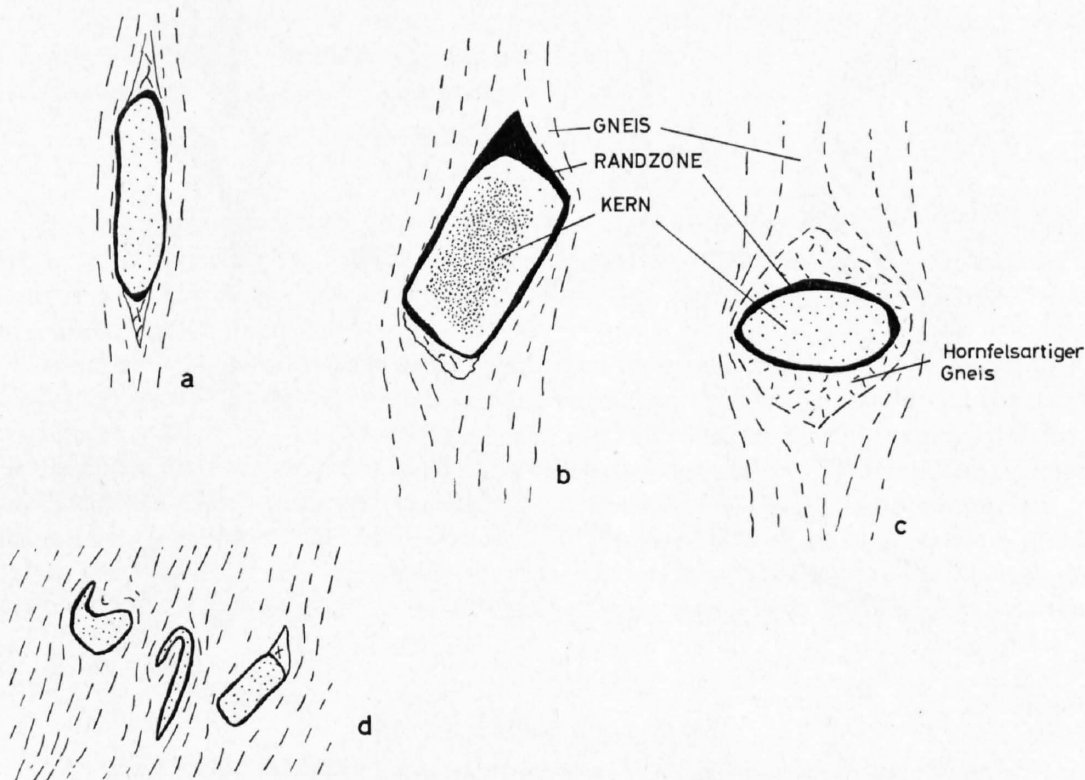


Fig. 23: Lage und Anordnung der Einschlüsse im Gneis. Beispiele aus dem Druckstollen Nalps-Curnera und aus der Umgebung der Staumauer Curnera.

Die Einschlüsse selbst bevorzugen eine in der Längsausdehnung parallel zur Gneisbänderung eingeordnete Lage. Oft liegen aber zur Bänderung schräg oder quergestellte Einschlüsse vor, wie dies Fig. 23b bis d zeigt. Diese Lage kann nur durch Externrotation der Einschlüsse entstehen. Es konnte im Feld jedoch nicht ein einheitlicher Rotationssinn beobachtet werden.

Betrachten wir die Anordnung der Einschlüsse untereinander, so finden wir sie:

- (a) einzeln in relativ grossen Abständen,
- (b) lokal gehäuft,
- (c) zu Reihen angeordnet.

Während die Fälle (a) und (b) die Regel bilden, finden wir zu Reihen angeordnete Verbände seltener. Eine schöne Reihenanordnung wurde im westlichen Widerlager der Staumauer Nalps angetroffen.

Wie aus der Kartenskizze von Taf. I ersichtlich ist, sind dort die Kalksilikatfels-Einschlüsse in einer zur Bankung und Bänderung der Gneise parallel verlaufenden Reihe angeordnet. Einige Meter

daneben liegt ein in gleicher Weise deformierter Pegmatit diskordant zur Bankung und Bänderung. Eine ähnliche Reihenanzordnung kam auch durch die Arbeiten im Staumaueraushub Curnera zum Vorschein. Diese Reihenanzordnungen geben einen Hinweis dafür, dass einmal zusammenhängende Lagen durch «boudinage» in Bruchstücke aufgelöst wurden.

3. Die Deformation der Einschlüsse

Deformierte Einschlüsse lassen sich sehr oft beobachten. Es handelt sich dabei um eine Deformation, die eine bereits vorhandene linsige Form ergriff. Dabei können zwischen plastischer und rupturer Deformation auch Übergänge beobachtet werden.

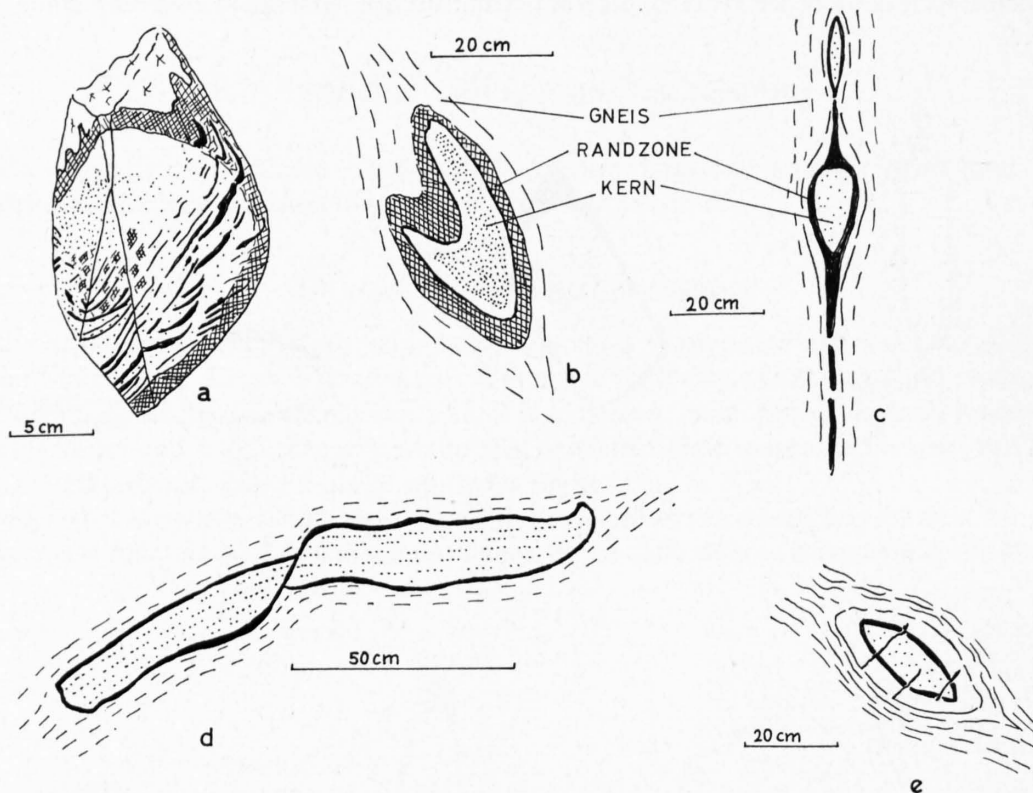


Fig. 24: Deformation der Einschlüsse an Beispielen aus dem Druckstollen Nalps-Curnera und aus der Region der Staumauer Curnera.

Fig. 24 zeigt diese Deformationen an beobachteten Beispielen. Beim Einschluss *a* markiert die primäre Sedimentschichtung eindrucklich das Abschleppen der Randzone, wobei diese an den Enden der Einschlüsse verdickt wird. Der Einschluss *b* wurde bis in den Kern hinein plastisch deformiert. In *c* sehen wir, wie ein Einschluss durch Abschnürung in zwei Teile getrennt wird. Einen Übergang zwischen plastischer und rupturer Deformation zeigt *d*. Hier wird der Einschluss an einer in den Gneis hinein nicht verfolgbaren Kluft versetzt. Dabei werden die Ecken abgerundet und die Randzone regeneriert. Rein rupturale Deformation findet man schliesslich bei *e*, wo Klüfte den Einschluss durchsetzten und, wenn auch wenig, so doch deutlich deformieren.

Plastische Deformation wurde vorwiegend in Zusammenhang mit voralpinen Mineralbildungen beobachtet, während rupturale Deformationen in alpin metamorph überprägten Einschlüssen häufig sind.

H. HENTSCHEL (1943) hat die Deformationen der Kalksilikatfels-Einschlüsse eingehend beschrieben. Zusätzlich zu den hier genannten Deformationen stellte er Torsionen der Einschlusskörper fest. Er kommt aus seinen Beobachtungen zum Schluss, dass die Deformationen zusammen mit den Mineralbildungen der Randzone stattgefunden haben.

Dieser Ansicht kann hier nicht widersprochen werden. Es wurden Deformationen in Zusammenhang mit beiden Mineralbildungen beobachtet.

Die Einschlüsse haben also nach der Bildung ihrer linsigen Form noch zusätzliche Deformationen erlitten. Diese waren vorwiegend plastisch während der voralpinen Metamorphose und ruptuell bei der alpinen Metamorphose. Es muss demnach die Plastizität der Einschlüsse mit zunehmenden Druck- und Temperaturbedingungen auch zunehmen.

C. Aufbau der Kalksilikatfels-Einschlüsse

Allen Kalksilikatfels-Einschlüssen gemeinsam ist ihr zonarer Aufbau. Ein mehr oder weniger homogener Kern wird allseitig von einer ihrerseits konzentrisch-zonar aufgebauten Randzone umschlossen. Diese Randzone geht nach aussen in den Gneis über.

Zwei Elemente bauen demnach die Einschlüsse auf:

- a) der Einschlusskern
- b) die Randzone

Der Einschlusskern nimmt meistens die Hauptmasse ein. Mit seiner rötlichbraunen, rötlichgrau gefleckten oder grünlichen Farbe hebt er sich recht scharf von der grauschwarzen bis grünlichgrauen Randzone ab. Nur bei Einschlüssen mit einem einheitlich grauen Kern ist oft makroskopisch diese Unterscheidung nicht möglich.

Die Randzone umgibt den Kern stets derart, dass dieser nie direkt mit dem Gneis in Kontakt kommt. Während sich ihre Grenze zum Kern recht scharf erkennen lässt, herrschen zum Gneis hin Übergänge vor. Oft kann auch hier der Grenzbereich auf einige Millimeter eingengt werden.

Wie die Einschlüsse mit primären Sedimentstrukturen zeigen (siehe Fig. 26 und 28), gehört der innere Bereich der Randzone noch zum ursprünglichen Einschlussmaterial, denn die Strukturen finden sich auch noch im inneren Bereich der Randzone. Andererseits wird der Gneis gegen den Einschluss hin feinkörniger und hornfelsartig. Eine genaue Grenze zwischen Gneismaterial und ursprünglichem Einschlussmaterial kann nicht genau bestimmt werden. Sie muss aber im Bereich der äusseren Randzone liegen.

D. Der Einschlusskern

1. Definition

Für die Natur der Einschlüsse als Gegenstück zum Gneis ist der Kern massgebend. *Es ist dies jene meist homogene, rötlichbraune, rötlichgrau gefleckte, graue oder grünliche Hauptmasse der Kalksilikatfels-Einschlüsse, welche – durch die Randzone vom Gneis getrennt – den eigentlichen Einschluss aufbaut.*

Die Grenze zur Randzone liegt dort, wo wesentliche Änderungen im Mineralbestand auftreten. Dies ist meistens an der makroskopisch recht scharfen Grenze zur grauschwarzen oder grünlichen Randzone der Fall. Folgende Mineralien treten im Einschlusskern auf:

Ältere Generation:	Jüngere Generation:
Quarz	Quarz
Grossular	Zoisit/Klinozoisit
Diopsid	Aktinolith
Zoisit	Calcit
Graphit	Biotit
aktinolithische Hornblende	Chlorit
basischer Plagioklas	Sericit
	Graphit

Als Nebengemengteile finden sich: Titanit, Apatit, Zirkon, Pyrit und Magnetkies.

Obwohl die Einschlusskerne recht verschiedenartiges Aussehen haben, wurden nur die genannten Mineralien beobachtet. Ihr verschiedenes Mengenverhältnis und ihre An- oder Abwesenheit bedingen die Vielfalt der Kalksilikاتفels-Einschlüsse. Eine ausführliche Beschreibung der Mineralien folgt auf S. 103 ff.

2. Die Kerntypen

Die Einschlusskerne können auf Grund ihrer Verschiedenheit nicht gesamthaft beschrieben werden. Es ist eine Aufteilung in verschiedene Typen notwendig.

E. NIGGLI (1944) hat zwei Kerntypen unterschieden:

- rote, granatführende Kerne,
- graue, granatfreie Kerne.

H. HENTSCHEL (1943) schied drei Typen aus:

- Typus Quickendorf mit sehr hohen Granatgehalten und wenig Quarz;
- Typus Dreissigbuben, in welchem Granat und Quarz sich die Waage halten;
- Typus Dorf bach mit Diopsid als zusätzlichem wesentlichem Gemengteil.

Beide Einteilungen umfassen nur einen Teil des im Feld gefundenen Materials. Es drängt sich deshalb eine neue Einteilung auf, die jedoch nur für das im Gebiet vorgefundene Material gelten kann.

Die Unterscheidung wird vorwiegend auf Grund *makroskopischer*, schon im Feld erkennbarer Merkmale getroffen. Diese entsprechen aber sehr oft der charakteristischen mineralogischen Zusammensetzung. Die ausgeschiedenen Typen sind in Tab.8 zusammengestellt. Zwischen den einzelnen Typen gibt es oft Übergänge. Schliesslich können alle Typen stark retrograd umgewandelt sein.

Tabelle 8: Die Kerntypen der Kalksilikاتفels-Einschlüsse

Benennung nach makroskopischen Merkmalen:	Hauptmineralbestand:
a) Homogen rötliche Kerne	Quarz, Grossular, Diopsid, Zoisit/Klinozoisit und Calcit
b) Kerne mit grauer Innenzone und homogen rötlicher Aus- senzone	Innenzone: Zoisit/Klinozoisit, Quarz, Diopsid, Grossular, Calcit und Graphit Aussenzone: Grossular, Quarz, Diopsid, Zoisit/Klinozoisit und Calcit
c) Grobkristalline, rötliche Kerne	Grossular, Quarz, Diopsid, Zoisit/Klinozoisit und Calcit
d) Einheitlich graue Kerne	Quarz, Zoisit/Klinozoisit, Plagioklas, Graphit, Calcit und Biotit
e) Grünliche Kerne mit abweichender Randzone	Quarz, Zoisit/Klinozoisit, Aktinolith, Biotit, Grossular und grüne Hornblende
f) Kerne mit primären Sedimentstrukturen	Grossular, Quarz, Diopsid, aktinolithische Hornblende, Zoi- sit/Klinozoisit und Calcit

a) Homogen rötliche Kerne

Einschlüsse mit homogen rötlichem Kern sind am weitesten verbreitet; sie treten im ganzen Gebiet recht zahlreich auf. Diese feinkörnigen Kerne lassen makroskopisch, aussser dem die Farbe bestimmenden Granat, nur selten Quarz oder andere Mineralien erkennen. Erst unter dem Mikroskop zeigt sich die Mineralparagenese, bestehend aus Quarz, Grossular, Diopsid, Zoisit/Klinozoisit und Calcit.

Der quantitative Mineralbestand ist, wie Tab.9 zeigt, recht variabel. Die drei makroskopisch sehr ähnlich aussehenden Einschlüsse weisen beträchtliche Unterschiede im Mineralbestand auf. Im allgemeinen haben wir eine Variation von: Grossular 40–80%, Quarz 5–30%, Diopsid 5–30%. Die vorwiegend zur jüngeren Generation gehörenden Mineralien Zoisit/Klinozoisit und Calcit variieren von einigen Prozenten zu 60 Prozent und mehr, je nach Intensität der jüngeren Umwandlungen. Die Mineralien Quarz, Grossular und Diopsid bilden vorwiegend ein richtungsloses, granoblastisches Gefüge.

Tabelle 9: Ausgezählter Mineralbestand an drei Einschlüssen mit homogen rötlichem Kern
(in Volumenprozenten)

	AA 5	Cur FN 82	DNC 606
Grossular	71	44	51
Quarz	7	20	13
Diopsid	12	12	26
Zoisit/Klinozoisit	4	8	4
Calcit	6	16	6
	100	100	100

AA 5: Kalksilikatfels-Einschluss aus dem Staumauerfundament Nalps.

Cur FN 82: Kalksilikatfels-Einschluss aus dem Fensterstollen Nalps bei der Staumauer Curnera, 82 m ab Stolleneingang.

DNC 606: Kalksilikatfels-Einschluss aus den Druckstollen Nalps-Curnera 606 m ab Nalps.

b) Kerne mit grauer Innenzone und homogen rötlicher Aussenzone

Dieser sehr auffällige Kerntyp wurde vor allem in der Region der Staumauer Curnera und im westlichen Teil des Druckstollens Nalps-Curnera in grösserer Zahl gefunden.

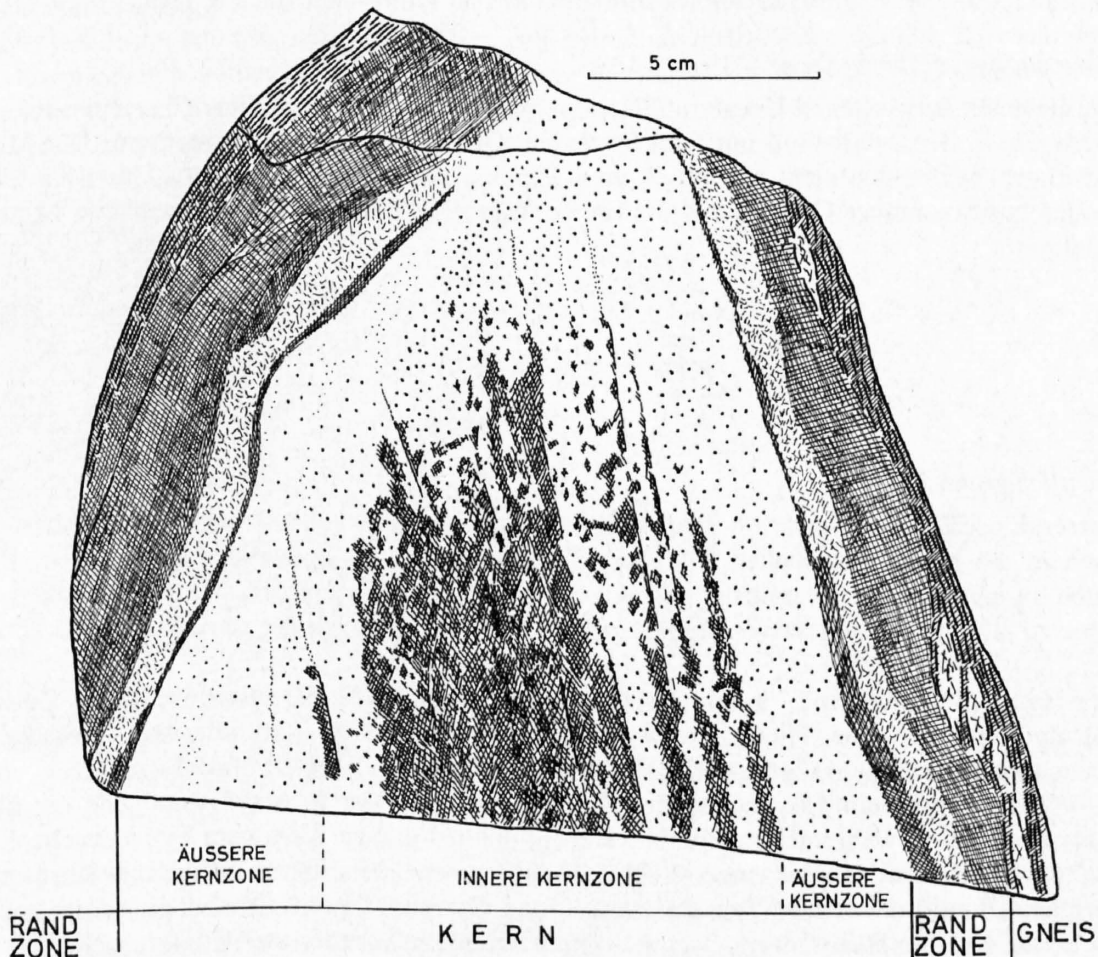


Fig. 25: Kerntyp mit grauer Innenzone und homogen rötlicher Aussenzone.

An einen grauen oder grau gefleckten, inneren Kern schliesst nach aussen eine homogen rötliche Zone verschiedener Breite an, welche in Aussehen und Zusammensetzung dem Kerntyp *a* entspricht. Der Übergang zwischen den beiden Zonen ist stets fleckig und unscharf, wie dies aus Fig. 25 schön er-

sichtlich ist. Der innere Kern weist meistens eine graue Farbe auf und ist fleckig oder bänderig. Immer wenn er eine Parallelstruktur aufweist, verläuft die Grenze zwischen beiden Kernbereichen teilweise diskordant dazu. Das ist aus den Fig. 25 und 28 recht schön ersichtlich.

Der auffallende Unterschied spiegelt sich auch im Mineralbestand, dessen Unterschiede und Merkmale in Tab. 10 dargestellt sind.

Tabelle 10: *Unterschiede zwischen innerem und äusserem Kern der Kalksilikatfelse vom Typ b*

<i>graue Innenzone</i>	<i>homogen rötliche Aussenzone</i>
An die Stelle von Grossular treten oft Zoisit und Klinozoisit	Grossular vorherrschend
Diopsid stark von Calcit und Quarz durchsetzt	Diopsid wenig umgewandelt
Graphit in Gehalten bis zu ca. 1% vorhanden	Graphit abwesend
Jüngere Umwandlung deutlich intensiver	Jüngere Umwandlung deutlich schwächer

Der Hauptunterschied besteht im teilweisen Ersatz von Grossular durch Zoisit und Klinozoisit sowie Calcit im inneren, grauen Kernbereich und in der Anwesenheit daselbst von Graphit, der in der Aussenzone fehlt. Fig. 39 illustriert dieses Bild anhand von Dünnschliffzeichnungen.

c) *Grobkristalline, rötliche Kerne*

An diesem relativ seltenen Kerntyp fällt schon im Feld der grobkristalline Charakter auf. Bis zu zentimetergrosse Grossulare sind mit feinkörnigerem Quarz und Diopsid verwachsen. Der Mineralbestand unterscheidet sich nicht wesentlich vom Typus *a*, wie der am Einschluss Cur FKZ 22 (Zugangstollen zur Staumauer Curnera auf der linken Talseite auf Kote 1840) abgeschätzte Mineralgehalt zeigt:

Grossular	65%
Quarz	20%
Diopsid	3%
Zoisit/Klinozoisit	10%
Calcit	2%
	<hr/> 100%

d) *Einheitlich graue Kerne*

Dieser Einschlusstyp wurde im Druckstollen Nalps–Curnera gehäuft angetroffen. Er ist eingeschlossen in die hochmetamorphen, hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse. Er tritt aber auch im ganzen Gebiet vereinzelt auf. Allen diesen Einschlüssen ist das Zurücktreten des Grossulars bis zu seinem völligen Verschwinden gemeinsam. Nur selten findet er sich noch als Hauptgemengenteil.

Der Hauptmineralbestand – bei sehr wechselnden Gehalten – ist der folgende: Quarz, Zoisit/Klinozoisit und untergeordnet Plagioklas, Aktinolith, Biotit, Chlorit, Graphit und Grossular. Als Nebengemengteile treten auf: Titanit, Graphit, Zirkon, Apatit sowie Pyrit und Magnetkies.

Ein Teil dieser Einschlüsse kommt der Zusammensetzung der äusseren Randzone der übrigen Einschlüsse sehr nahe, während ein anderer Teil dem inneren grauen Kern vom Typ *b* gleicht. Ein abweichender Typ, dessen Hauptmasse einheitlich grau ist und diesem Typus entspricht, führt im inneren Kernbereich ein 1–2 cm mächtiges Band mit rotem Granat. Dieser steht aber einzig da, und zwar stammt er aus dem Stollenabschnitt Curnera–Tgatlens, 325 m vom Fenster Curnera.

e) *Grünliche Kerne mit abweichender Randzone*

Solche Einschlusskerne wurden bisher nur in den basischen Andesin-Labradorgneisen, im Druckstollen Nalps–Curnera (450–1020 m ab Nalps), vorgefunden. Sie zeichnen sich makroskopisch durch den grünlichen bis grünlichrot gefleckten Kern und durch eine breitere, grüne Randzone aus.

Schon makroskopisch lassen sich in der Randzone die mehrere Millimeter grossen, grünen Hornblenden wahrnehmen. Auch erkennt man den Granat in der Randzone oft schon von blossen Auge.

Unter dem Mikroskop fallen die grossen Hornblende-Porphyroblasten sofort auf. Sie finden sich bevorzugt in der Randzone, treten aber auch im Kern auf. Sie überlagern eine feinkörnigere Paragenese, die den normalen Einschlussparagenesen oft sehr ähnlich ist.

Die feinkörnige Paragenese besteht aus Quarz, Zoisit/Klinozoisit, Diopsid, Grossular, Aktinolith, Biotit und Calcit mit Nebengemengteilen wie Titanit, Apatit, Zirkon, Pyrit und Magnetkies. Der Mineralgehalt variiert sehr stark je nach Menge der Hornblende und je nach Grad der jüngeren Umwandlung.

f) Kerne mit primären Sedimentstrukturen

Für die Deutung der primären Entstehung der Kalksilikatfels-Einschlüsse sind die erstmals in Gesteinen dieser Art gefundenen primären Sedimentstrukturen von ausschlaggebender Bedeutung. Es sind dies zugleich die ersten eindeutigen Sedimentstrukturen im Altkristallin des Gotthardmassivs überhaupt. Bisher fand ich drei solcher Einschlüsse, und zwar im Raum der Staumauer Curnera und im westlichen Teil des Druckstollens Nalps-Curnera. Die Strukturen kommen allerdings oft erst im Anschliff klar zum Vorschein. Im Feld lassen sie sich auch bei optimalen Aufschlussverhältnissen nur mit darauf eingestelltem Auge andeutungsweise erkennen. Es ist daher wahrscheinlich, dass sie vermehrt auftreten.

Der schönste Kalksilikatfels-Einschluss mit primären Sedimentstrukturen, der sich heute im Naturhistorischen Museum Bern befindet, wurde im Fensterstollen Nalps der Staumauer Curnera angeschnitten (23 m ab Portal, Koord. 697.606/165.811). Er misst 70 auf 26 cm. Der ganze Einschluss ist in Fig. 27 zu sehen.

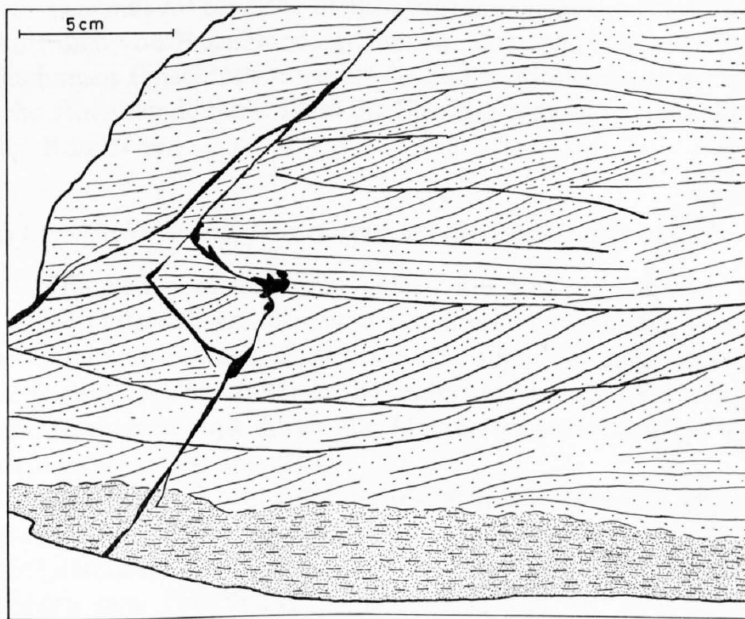


Fig. 26: Kleinrippelschichtung im Kern des Kalksilikatfels-Einschlusses aus dem Fensterstollen Nalps der Baustelle Curnera.

Die in Fig. 26 gezeichnete Schrägschichtung besteht aus 1–5 cm mächtigen Schichtpaketchen, die sich auf 10 bis 30 cm in die Länge erstrecken. Die Grenzen zwischen den einzelnen Schichtpaketchen sind diskordant. Die Feinschichten innerhalb der Schichtpaketchen laufen an der Untergrenze tangential aus, was eine Orientierung oben – unten erlaubt (diese ist aber für unsere meistens gedrehten Einschlüsse ohne Bedeutung). Die Obergrenze mit den abgeschnittenen Feinschichten stellt eine Erosionsfläche dar.

H. ILLIES (1949) bezeichnet eine Schrägschichtung, die in verschiedenen Richtungen wellig ist und diskordante, in einem Abstand von 1–5 cm wechselnde Schichtfugen besitzt «*Rippelschichtung*». Die



Fig. 27a



Fig. 27b

Fig. 27: Kalksilikatfels-Einschluss mit Kleinrippelschichtung (Photo H. Rutishauser).

a) Gesamtansicht der Linse (im Naturhistorischen Museum Bern deponiert); etwa $\frac{1}{10}$.

b) Detailansicht, Handstück der gleichen Linse; etwa $\frac{1}{4}$.

Körnung beträgt dabei wenig wechselnd einige Millimeter. Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. E. Reineck¹⁾ aus Kiel ist es eine *Kleinrippelschichtung*, die sich in bewegtem Wasser bei viel Stoffnachschub gebildet haben muss. Als Ablagerungsmilieus kämen in Frage: ein Flusslauf, küstennahe Ablagerung in der Nähe eines Flusses oder submarine Rutschungen.

Den zweiten Einschluss mit ähnlichen, jedoch nicht so differenziert erhaltenen Strukturen fand ich im Fundament der Staumauer Curnera (Koord. 697.554/165.692). Die in Fig. 28 gezeichnete Schrägschichtung ist nur teilweise sichtbar. Es zeigt sich aber eindrucklich, wie sowohl die Grenzen des inneren, graugefleckten Kernbereichs als auch jene der Randzone quer zur Schichtung verlaufen und diese seitlich abschneiden. In der Randzone wird die Schichtung zusätzlich abgeschleppt.

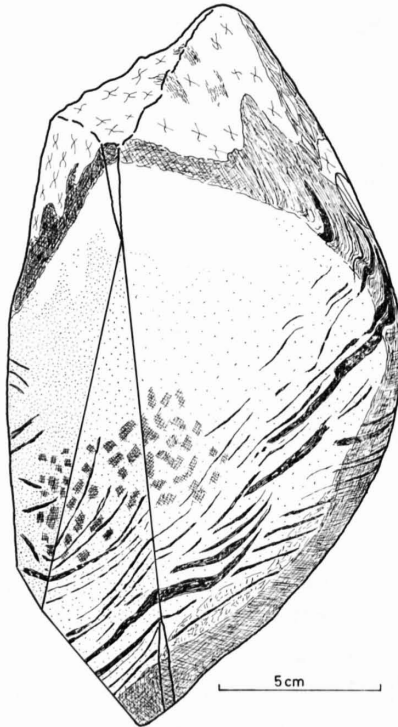


Fig. 28: Kalksilikatfels-Einschluss mit primärer Sedimentschichtung. Fundament der Staumauer Curnera.

Der dritte Einschluss schliesslich kam im Stollen Nalps-Curnera (2652 m ab Nalps, Koord. 700.460/166.100) zum Vorschein. Es tritt dort eine sehr feine, nur reliktsch vorhandene und durch Anreicherung von Titanit und etwas Zirkon markierte Schrägschichtung auf.

¹⁾ Ich danke Herrn Prof. Dr. E. Reineck für die freundliche Mitteilung.

Unter dem Mikroskop lässt sich erkennen, dass die Sedimentstrukturen durch zwei Mineralanordnungen sichtbar gemacht werden:

- a) durch Wechsellagerung von grossularreichen mit amphibolreicheren und quarzreicheren Schichten bei Sedimentstrukturen im Kern,
- b) durch Anreicherung von Titanit mit etwas Zirkon entlang den Schichtfugen im Kern und in der Randzone der Einschlüsse.

Der Mineralbestand der Kerne mit Sedimentstrukturen ist, abgeschätzt in Prozenten, der folgende:

	Cur FN 23	Cur St. 10/2
Quarz	45	30
Grossular	25	20
Zoisit/Klinozoisit	20	30
Diopsid	4	4
aktinolithische Hornblende	5	15
Calcit	1	1
	100	100

Granat und Zoisit/Klinozoisit bilden zusammen ein relativ feinkörniges Gefüge, in welchem sich die Mineralien gegenseitig ersetzen können. Die amphibolreicheren Lagen mit Quarz und Diopsid zeigen ein grobkörnigeres Gefüge. Diopsid und Aktinolith haben poikiloblastische Korngrenzen, und Bildung von Aktinolith auf Kosten von Diopsid tritt auf (siehe auch Fig. 33). Titanit und Zirkon reichern sich deutlich entlang den Schichtfugen an. Das weist darauf hin, dass wohl ein Teil des Titanits primär sedimentär angereichert wurde.

Das makroskopische Sichtbarwerden der Sedimentstrukturen im Kern der Einschlüsse ist an das Auftreten von Hornblende gebunden. Das zeigt sich auch in Fig. 28. Im oberen Bereich des dort gezeichneten Einschlusskernes ist die Sedimentschichtung nicht mehr sichtbar, weil dort die aktinolithische Hornblende fehlt. Dass die Struktur auch dort einmal vorhanden war, zeigt ihre Fortsetzung in der Randzone.

g) Genetische Schlussfolgerungen aus den Sedimentstrukturen

Die Sedimentstrukturen liefern uns für die Deutung der ursprünglichen Natur der heutigen Kalksilikatfels-Einschlüsse und für deren Entwicklung ausschlaggebende Argumente. Die Kleinrippelschichtung beweist, dass das Aufbaumaterial der Kalksilikatfels-Einschlüsse ursprünglich mindestens zum Teil durch klastische Sedimentation gebildet wurde. Die Kerne der Einschlüsse mit Sedimentstrukturen sind durch alle Metamorphosen hindurch nie derart durchbewegt worden, dass die Strukturen verwischt wurden.

Die heutige Form der Einschlüsse wurde aber, wie dies der Einschluss Fig. 28 zeigt, durch tektonische Bewegungen, welche die Randzone erfasst haben, mitbestimmt. Die Randzone ihrerseits verläuft diskordant zu den primären Sedimentstrukturen; sie kann also nicht primär sedimentär gebildet worden sein. Das heutige geometrische Bild der Kalksilikatfels-Einschlüsse kann nicht anders als durch Dislokationsmetamorphose erklärt werden, die ein ursprüngliches Sediment erfasst hat. Sowohl die heutige Form der Einschlüsse wie ihr Zonarbau müssen nachdiagenetisch unter Einwirkung tektonischer Bewegungen entstanden sein.

Die Kalksilikatfels-Einschlüsse können daher nicht als primäre Kalkkonkretionen mit konzentrisch zonarer Stoffanordnung gedeutet werden, wie dies R. BÄCHLIN (1937) postulierte. Sie müssen vielmehr als Lagen oder Schmitzen kalkreicherer Sedimente in einer Serie von Grauwacken abgelagert worden sein, wie dies H. HENTSCHEL (1943) und E. NIGGLI (1944) aus weniger überzeugenden Argumenten fordern. Die Randzone wurde später gebildet, und zwar durch Reaktionen bei metamorphosierenden Prozessen.

E. Die Randzone

1. Definition

Trägerin des Zonarbaues der Kalksilikatfels-Einschlüsse ist, mit Ausnahme der Zonierung im Kerntypus *b* mit grauer Innenzone und homogener rötlicher Aussenzzone, ausschliesslich die Randzone. *Es ist dies jene konzentrisch zonar aufgebaute Schale, welche – den Kern allseitig umgebend – den Raum zwischen Gneis und Einschlusskern einnimmt.*

Wie die Einschlusskerne mit primären Sedimentstrukturen zeigen (siehe oben), muss der randliche Zonarbau durch Reaktion zwischen Gneis und Einschlusskörper während metamorphosierenden Prozessen entstanden sein.

Sowohl die Beobachtungen am Handstück wie unter dem Mikroskop zeigen nun, dass zwei in Erscheinungsform und Mineralzusammensetzung verschiedene Randzonen heute gleichzeitig vorhanden sind. Entsprechend der Bezeichnung *ältere Mineralgeneration* für die voralpin in der Almandin-Amphibolitfazies gebildeten Mineralien und *jüngere Mineralgeneration* für die teilweise alpin in Grünschieferfazies gebildeten Mineralien soll auch hier zwischen einer *älteren* und *jüngeren Randzone* unterschieden werden. Die Bezeichnung «primäre» und «sekundäre Mineralien», wie sie E. NIGGLI (1944) verwendet hat, wurde fallengelassen, weil die Mineralien der älteren Generation nicht primär-sedimentäre, sondern bereits metamorphe Bildungen sind.

2. Die ältere Randzone

Die ältere Randzone ist bei der Mehrzahl der Einschlüsse gleichmässig ausgebildet; sie wird jedoch von der jüngeren Umwandlung sehr unterschiedlich erfasst. Im allgemeinen einige Millimeter bis 5 cm dick, kann sie in Einzelfällen bis zu 15 cm erreichen. Eine Abhängigkeit zwischen Einschlussgrösse und Dicke der Randzone kann jedoch nicht festgestellt werden. Sie ist bei grossen Einschlüssen nicht wesentlich mächtiger als bei kleinen. Ihre innere Grenze liegt am makroskopisch auffälligen und scharfen Wechsel von der rötlichen Kernmasse zum grünlichen bis grauschwarzen, inneren Bereich der Randzone. Die Aussengrenze zum Gneis kann oft dort auf einige Millimeter ein-

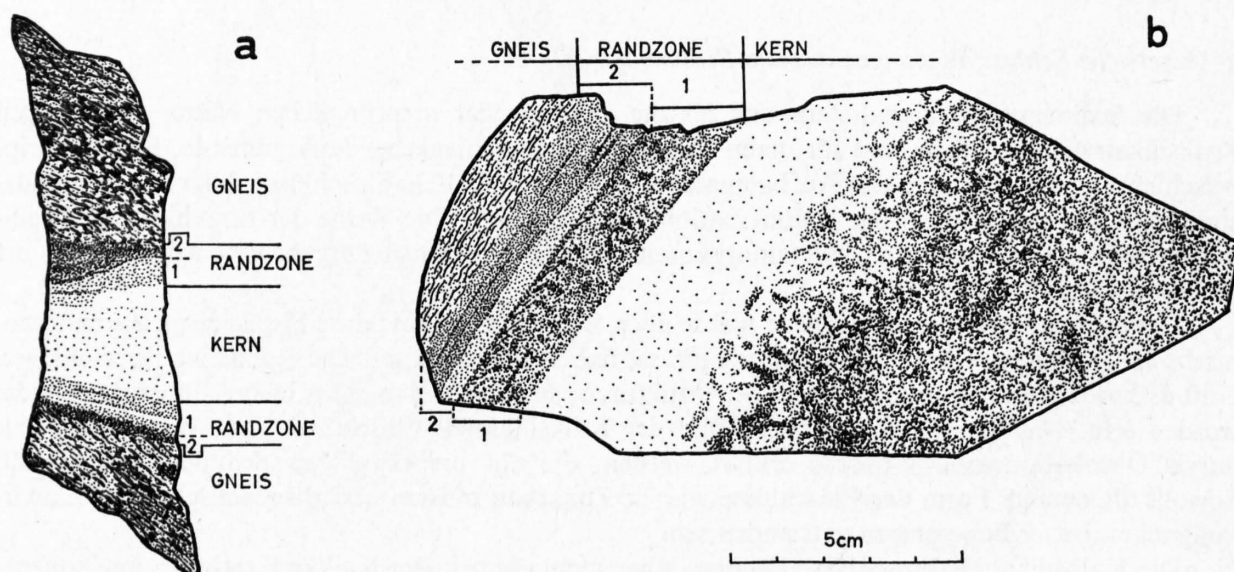


Fig. 29: Kalksilikatfels-Einschlüsse mit guterhaltener älterer Randzone.

a) aus dem Druckstollen Nalps-Curnera, m 606.

b) aus dem Einlaufstollen Val Val bei der Staumauer Curnera, m 28.

1 = Innere Randzone
2 = Äussere Randzone

geengt werden, wo die hornfelsartige Struktur der Randzone in die normale Gneisstruktur übergeht. In Fig. 29 sind beide Grenzen recht deutlich erkennbar.

Schon makroskopisch fallen in der Randzone zwei verschiedene Bereiche auf. Es sind dies:

- a) die innere, hornblendeführende Randzone
- b) die äussere, biotitführende Randzone

Die innere, makroskopisch gut als grünliche oder grauschwarze Lage erkennbare Zone führt aktinolithische Hornblende als charakteristisches Mineral. Die grauschwarze Farbe wird dabei durch Graphit bedingt, der hier oft angereichert ist und die grüne Farbe der Hornblende überdeckt. Die äussere, braungraue bis graue Zone zeigt oft eine deutliche, sehr feine Bänderung und führt Biotit neben Plagioklas und Quarz.

H. HENTSCHEL (1943) hat die Randzone wie folgt unterteilt:

- a) die eigentliche Reaktionszone mit $\begin{cases} \text{Pyroxenzone} \\ \text{Hornblendezone} \end{cases}$
- b) die Gneisübergangszone

Diese, den Eindruck von zwei genetisch verschiedenen Zonen erweckende Gliederung wird hier zugunsten der genannten, neutralen Gliederung fallengelassen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Mineralien der älteren Generation, die im Kern der Einschlüsse oft noch recht gut erhalten sind, in der Randzone durch jüngere Mineralien oft sehr weitgehend ersetzt werden. Der ältere Mineralbestand kann meistens nur aus Relikten oder durch Rückschlüsse aus den jüngeren Mineralien einigermassen bestimmt werden.

Die innere Randzone besteht im wesentlichen aus: Quarz, Zoisit/Klinozoisit, aktinolithischer Hornblende, Graphit – sowie aus Titanit, Apatit, Zirkon und Erzmineralien als Nebengemengteilen. Die Struktur dieser Mineralien ist überwiegend poikiloblastisch. Aktinolithische Hornblende ist charakteristisch für diese Zone. Sie ist meistens blassgrün bis farblos. Graphit findet sich hier oft – sowohl im Vergleich zum Kern als auch zum Gneis – etwas angereichert. Strukturbilder dieser Zone sehen wir in den Fig. 35 und 39.

Die äussere Randzone unterscheidet sich von der inneren durch das Verschwinden der aktinolithischen Hornblende und durch das Neuauftreten von Biotit und Plagioklas. Sie besteht vorwiegend aus: Quarz, Plagioklas (Andesin–Oligoklas), Biotit, Chlorit, Sericit und gelegentlich aus etwas Almandin und Graphit. Das Gefüge ist granoblastisch bis lepidoblastisch. Quarz ist oft in Lagen angereichert. Plagioklas wird im Querprofil durch die äussere Randzone von aussen nach innen kontinuierlich basischer. Zugleich wird er in jüngerer Umwandlung zu Zoisit/Klinozoisit und Sericit umgewandelt, so dass basischere Glieder als Andesin nicht mehr zu erkennen sind. Biotit findet sich im äussersten Bereich der Randzone. Der wahrscheinlich in der älteren Generation gebildete Biotit zeigt Titanit-Ausscheidungen. Feinkörniger Biotit der jüngeren Generation findet sich im ganzen Bereich der Zone und ist einschlussarm. Chlorit, Sericit und ein Teil des Biotits sind Bildungen der jüngeren Generation.

Die ältere Paragenese der Randzone dürfte aus folgenden Mineralien bestanden haben:

- a) *innere Randzone*: Quarz, Plagioklas, Aktinolith, Zoisit/Klinozoisit, Titanit und Graphit;
- b) *äussere Randzone*: Quarz, Plagioklas, Biotit, sowie seltener Graphit, Titanit und Almandin.

Diese Paragenesen entsprechen mit Ausnahmen der Übermacht des Zoisits und Klinozoisits jenen, die R. BÄCHLIN (1937) und H. HENTSCHEL (1943) beobachtet haben.

3. Die jüngere Randzone

Die jüngere, zonare Umwandlung hat die Einschlüsse im Gegensatz zur älteren sehr selektiv erfasst. Beschränkt sie sich bei vielen Einschlüssen auf den Bereich der älteren Randzone, kann sie in anderen Fällen darüber hinaus weit in die alte Kernmasse hineingreifen, so dass der ältere Kern und dessen Mine-

ralien nur noch in Relikten zu finden sind. Durch diese Selektivität, die allgemein ist für die alpine Metamorphose der Altkristallingesteine, variiert auch die Mächtigkeit der jüngeren Randzone sehr stark. Im Feld kann auch erkannt werden, dass dort, wo die Gneise allgemein alpin intensiv umgewandelt sind, auch die jüngere Umwandlung der Kalksilikatfels-Einschlüsse intensiver ist.

Makroskopisch zeigt sich bei intensiver, jüngerer Umwandlung eine fleckige oder zonare Ausbleichung der Kernmasse, die auf der Umwandlung von Grossular zu Zoisit und Klinozoisit beruht. Fast gleichzeitig bildet sich die makroskopisch gut sichtbare, grüne aktinolithische Hornblende. Als nächstfolgende Zone folgt ein brauner, biotitführender Abschnitt, der in manchen Fällen diffus, oft aber als schöne Zone sich ausbildet. Auf diese schliesst nach aussen eine sericitreiche Zone an, die nach aussen zunehmend Plagioklas und Biotit führt. Sie leitet in den Gneis über. In Fig. 30b ist ein solcher Einschluss dargestellt, der schön demonstriert, wie die jüngere zonare Umwandlung mit der genannten Abfolge über die ältere Zonierung hinweg in die Kernmasse hineingreift.

Eine wesentliche Eigenschaft der jüngeren Randzone ist es, dass sie sowohl vom Rand der Einschlüsse wie von Klüften aus, oft quer zur älteren Randzone, in die alte Kernmasse hineindringt (vgl. Fig. 30).

Unter dem Mikroskop fällt sofort auf, dass eine ältere Paragenese durch jüngere Umwandlungen überprägt wird. Entsprechend der fleckigen Ausbleichung wird Grossular, unter Beibehaltung des Gefüges, durch Zoisit, Klinozoisit und Calcit ersetzt. Oft bleibt Diopsid dort noch erhalten und wird erst etwas weiter aussen zu Aktinolith und Calcit umgewandelt. Eine solche Umwandlung zeigt Fig. 33. Diese Zone besteht aus der Paragenese Quarz, Zoisit, Klinozoisit, Aktinolith und Calcit.

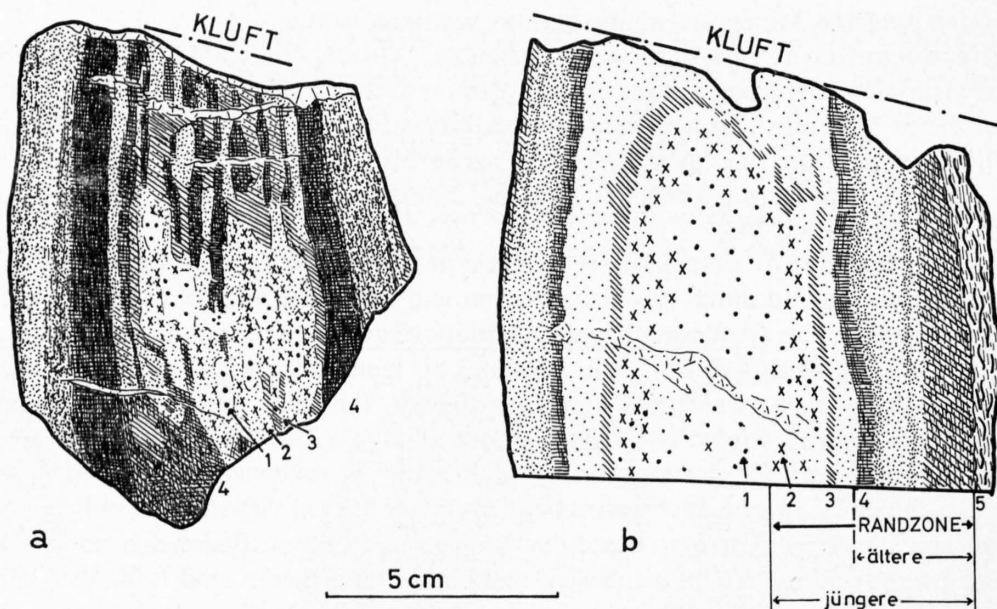


Fig. 30: Kalksilikatfels-Einschlüsse mit ausgeprägter jüngerer Randzone.

1. Zone mit Grossular und Diopsid, alter Kern. 2. Zone mit Zoisit, Klinozoisit und Aktinolith. 3. Zone mit Biotit, Chlorit und Sericit. 4. Zone mit Quarz, Sericit, Chlorit und Graphit. 5. Gneis. Man beachte, wie die jüngere Umwandlung vom Rand und von Klüften aus in den alten Kern hineingreift.

In der darauffolgenden, biotitführenden Zone tritt Biotit an die Stelle von Aktinolith. Zugleich treten Chlorit und Sericit neu auf. Dabei geht der Klinozoisit deutlich zurück. Die Glimmerminerale bilden sich oft noch eindeutig innerhalb der alten Kernmasse. Auffallend ist auch, dass die Biotitzone oft mehrere Male hintereinander ausgebildet ist.

Die äussere, sericitreiche Zone führt neben Quarz und Sericit noch Chlorit und Biotit sowie nach aussen zunehmend Plagioklas. Der Plagioklas nimmt dort die Stelle von Zoisit, Klinozoisit und Sericit ein. Es zeigt sich aber, dass Sericit nicht nur aus Plagioklas entsteht; er findet sich, zusammen mit Biotit, bis in die alte Kernmasse hinein, wo früher kein Plagioklas vorhanden war.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild: Die älteren Mineralbestände der Kalksilikatfels-Einschlüsse werden von einer jüngeren zonaren Umwandlung mit sehr unterschiedlicher Intensität erfasst. Es zeigt sich eine deutliche Zunahme der jüngeren Umwandlungen dort, wo auch die Gneise alpin stark umgewandelt sind. Diese Umwandlung kann sowohl vom Rand der Einschlüsse wie von Klüften auch innerhalb derselben die alte Kernmasse erfassen. Dabei wird in mehr oder weniger konzentrisch aufeinanderfolgenden Zonen der Grossular zunächst zu Zoisit, Klinozoisit und Calcit, dann Diopsid zu Aktinolith und schliesslich Aktinolith zu Biotit umgewandelt. Daneben entstehen allgemein als Neubildungen Biotit, Sericit und Chlorit.

Die jüngere Randzone muss demzufolge nach der Bildung der älteren Randzone bei einer jüngeren und retrograden Metamorphose entstanden sein. Die Abhängigkeit von der alpinen Überprägung der Gneise allgemein zeigt, dass sie sich weitgehend alpin gebildet haben muss.

4. Abweichende Randzone

Die Einschlüsse mit dem Kern vom Typ *e* besitzen auch eine abweichende Randzone. An den grünlichen Kern schliessen nach aussen rötliche und grünliche, teilweise bänderige Zonen an, in welchen schon im Feld die mehrere Millimeter grosse Hornblende auffällt. Das Gneisgefüge setzt schon innerhalb der hornblendeführenden Randzone ein. Eine Grenze zum Gneis kann nur ungefähr im Bereich, wo die Hornblende durch den Biotit ersetzt wird, gezogen werden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass ein feinkörnigeres Gefüge aus Quarz, Zoisit, Klinozoisit und Granat von grobkörnigerer, poikiloblastischer Hornblende überlagert wird. Das paralleltexturierte, feinkörnige Gefüge weist Granat, Zoisit und Klinozoisit in enger Verwachsung auf. Der Granat hat einen vom Grossular der übrigen Kalksilikatfels-Einschlüsse etwas abweichenden Chemismus. Die in Tab. 11 und Fig. 34 angeführten Resultate zeigen am Beispiel des Einschlusses DNC 1009 (Druckstollen Nalps–Curnera, 1009 m ab Nalps), dass der Granat hier almandinreicher ist und dass der FeO-Gehalt im Querprofil durch die Randzone von innen nach aussen zunimmt.

Die poikiloblastische Hornblende ist teilweise eingeregelt, teilweise liegt sie jedoch quer zur Paralleltextur, die durch die einzelnen Hornblende-Individuen hindurchsetzen kann, wie dies Fig. 36 zeigt. Sie ist deshalb teilweise nach der Vergneisung der Randzone xenoblastisch gewachsen. Ihre Farbe wechselt von farblos im inneren Bereich der Randzone zu gelblichgrün im äusseren, gneisnahen Bereich der Randzone. Dies ist ein Hinweis dafür, dass sich der Chemismus der Hornblende vom Kern gegen den Gneis hin ändert. Diese Hornblende ist wahrscheinlich während und kurz nach der herzynischen Durchbewegung der Gneise gebildet worden.

F. Die Mineralien der Kalksilikatfels-Einschlüsse

Die in den Kalksilikatfels-Einschlüssen auftretenden Mineralien können in zwei Generationen aufgeteilt werden: in eine ältere, zur Almandin–Amphibolitfazies gehörende Generation und in eine jüngere, zur Grünschieferfazies gehörende Generation. Die Unterscheidung beider Gruppen lässt sich anhand einiger Mineralien recht gut durchführen. Manche Mineralien treten jedoch sowohl in der älteren als auch in der jüngeren Generation auf; es sind dies Durchläufer. Man kann deshalb drei Gruppen von Mineralien der Kalksilikatfels-Einschlüsse unterscheiden:

1. die Mineralien der älteren Generation,
2. in der älteren *und* jüngeren Generation auftretende Mineralien,
3. die Mineralien der jüngeren Generation.

1. Die Mineralien der älteren Generation

Gesteinsbildend finden sich Diopsid, Grossular und basischer Plagioklas nur in der älteren Mineralgeneration. In Klüften jedoch können Diopsid und Grossular auch alpin, d. h. in der jüngeren Generation gebildet werden.

a) Diopsid

Diopsid tritt als wesentlicher Bestandteil in allen grossularführenden Einschlüssen auf. Er findet sich auch (in der jüngeren Generation) in den alpinen Klüften des Kalksilikatfels-Einschlusses am Piz Tagliola.

Makroskopisch ist er nur selten als blassgrünes Mineral erkennbar.

Unter dem Mikroskop finden wir ihn stets zusammen mit Grossular. Er bildet im Mittel 0,1–0,5 mm grosse, meist xenomorphe, farblose Körner. Die Auslöschungsschiefe liegt bei 40–45°. Im Gefüge ist er einzeln oder in kleinen Korngruppen angeordnet.

Nicht selten finden wir ihn an der Grenze zur Randzone der Einschlüsse etwas angereichert. Die Fig. 31/32 zeigen den Diopsid im Gefügebild.

Auf jüngere Umwandlungen reagiert er weniger empfindlich als der Grossular. In Bereichen, wo der Grossular schon vollständig zu Klinozoisit umgewandelt ist, bleibt Diopsid oft noch erhalten. Wird er umgewandelt, dann geschieht dies so, dass an seiner Stelle plötzlich Aktinolith auftritt. Nur selten kann die Umwandlung am Korn selbst beobachtet werden, wie dies in Fig. 33 zu sehen ist. Diese Umwandlung geht wohl nach der von P. METZ & H. G. F. WINKLER (1964) untersuchten Reaktion:

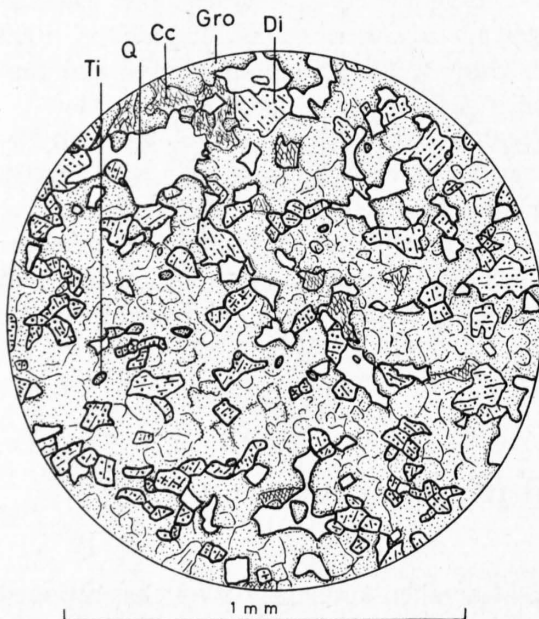
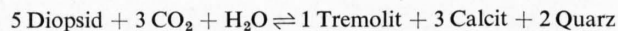


Fig. 31: Mikroskopisches Strukturbild aus dem Kern eines Kalksilikatfels-Einschlusses.

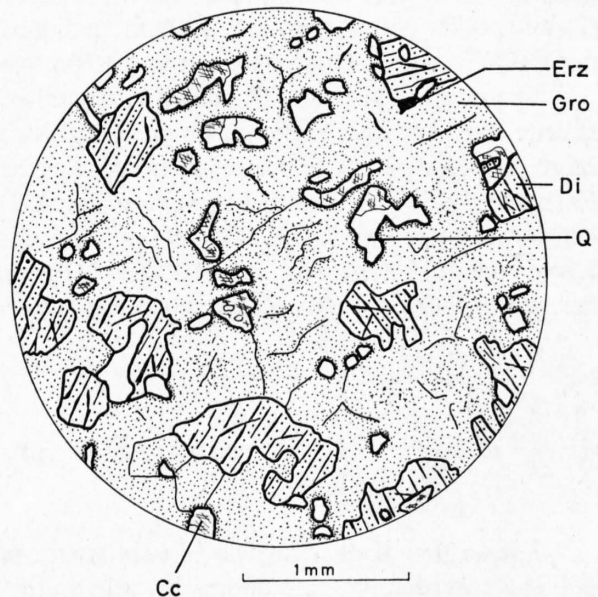


Fig. 32: Mikroskopisches Strukturbild von einem Einschlusskern mit Grossular und Diopsid.

Cc = Calcit
Di = Diopsid
Gro = Grossular
Q = Quarz
Ti = Titanit

b) Grossular

Grossular ist neben Quarz das häufigste Mineral aus dem Einschlusskern der Kalksilikatfels-Einschlüsse. Er findet sich als wesentlicher bis überwiegender Gemengteil in allen Einschlüssen mit Ausnahme der einheitlich grauen Typen, wo er fehlt oder nur untergeordnet auftritt. In der Mehrzahl der

Einschlüsse findet man ihn nur im Kern. In der Randzone erscheint er nur bei Einschlüssen mit dem grünen Kern und der abweichenden Randzone (Typ *e*).

Makroskopisch ist er das auffälligste Mineral der Einschlüsse. Er gibt dem Kern die lichtbraune Farbe. Einzelkörner lassen sich jedoch nur bei grobkristallinen Typen erkennen. Obwohl er sich oft gleichmässig über den ganzen Kern verteilt, kann er auch lagig oder fleckig angereichert sein, wie in Kernen mit primärer Sedimentschichtung.

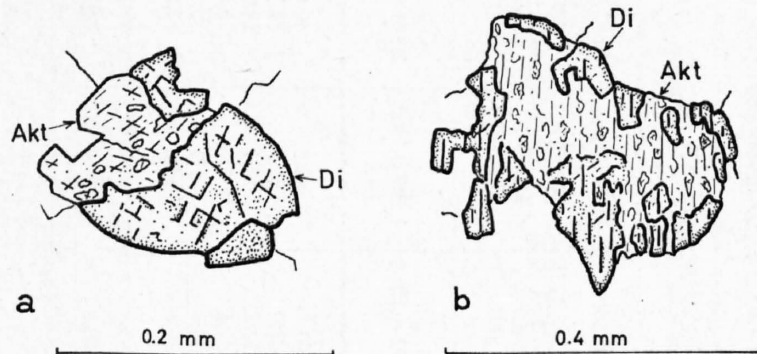


Fig. 33: Umwandlung von Diopsid zu aktinolitischer Hornblende.

a) Baustelle Curnera, Fensterstollen Nalps m 23 (Cur FN 23).

b) Baustelle Curnera, Grundablassstollen m 65 (C Gr 65a).

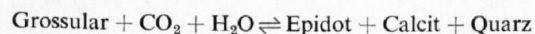
Akt = aktinolitischer Hornblende

Di = Diopsid

Auch schon makroskopisch können nach der Farbe zwei Typen unterschieden werden. Der normale, lichtbraune Typ (RCC, 5YR 5/6) ist der häufigere, sowohl in Einschlusskernen wie in Klüften vorhandene Grossular. Der seltene, rötliche bis rötlichbraune Typ (RCC, 5R 4/5 bis 10R 6/2) ist der Granat der Randzone beim Kerntyp *e* (Vgl. Tab. 8) und des Kerns beim abweichenden, grauen Kerntyp mit rötlichem Band im Kern (siehe S. 96).

Unter dem Mikroskop ist er fast immer farblos. Er bildet meist xenomorphe, seltener idiomorphe Körner mit 0,1–0,5 mm durchschnittlichem Korndurchmesser. In Einzelfällen wird er bis 5 mm gross. Im Gefüge kann er die zusammenhängende Hauptmasse bilden oder in Korngruppen aufgeteilt sein. Dazwischen gibt es alle Übergänge. Gegenüber Quarz besitzt er fast immer konvexe Kornumrandung. Fig. 31/32 vermittelt Gefügebilder von Grossular.

Bei der jüngeren Umwandlung entsteht aus Grossular Klinozoisit mit Calcit. Diese Umwandlung geht wahrscheinlich wie folgt:



Diese Umwandlung ist immer die erste, die im Kern beobachtet wird. Sie kann oft zum gänzlichen Verschwinden des Grossulars in bestimmten Kernbereichen führen. Diese empfindliche Umwandlung stempelt den Grossular zum Mineral der älteren Generation.

Chemismus des Grossulars: Auf der Elektronenmikrosonde wurden 10 ausgewählte Grossulare untersucht. Über die Methode wurde in den Vorbemerkungen (S. 19) berichtet. Die immer an drei verschiedenen Punkten der Granate gemessenen Elementkonzentrationen zeigten, dass die Grossulare für die gemessenen Bereiche homogen waren. Wieweit dies auf alle Granate der Einschlüsse zutrifft, kann daraus nicht beurteilt werden. Wegen der kleinen Zahl der Standardproben und ihrer relativ grossen Abweichung vom Chemismus der Grossulare können die Resultate, besonders für SiO_2 und Al_2O_3 , nicht als genau betrachtet werden. Die Resultate finden sich in Tab. 11. In Tab. 12 sind vergleichsweise die Analysen von U. GRUBENMANN (1914), am Grossular der Klüfte vom Piz Tagliola, und von H. HENTSCHEL (1943), aus den Kalksilikatfelsen der Eule-Gneise, angeführt. An allen Proben

Tabelle 11: *Resultate der Analysen von Grossularen aus Kalksilikاتفelsen auf der Elektronenmikrosonde*

	aus Einschlusskernen						aus der Randzone			aus Klüften
	AA ₅	CurFKZ 22	DNC 1300b	CurFN 23	Cur St	CTg 325 *)	DNC 1009 ₃	DNC 1009 ₂	DNC 1009 ₁	Cur St
a _o	11,845 ±,005	11,828 ±,004	11,788 ±,02	11,800 ±,004	11,836 ±,003	11,696 ±,002	11,759 ±,007	11,689 ±,005	11,722 ±,011	11,884 ±,011
N	1,75	1,755–1,760	1,75–1,76	1,756–1,762	1,755–1,760	1,784–1,789	1,772–1,778	1,788–1,792	1,780–1,790	1,750–1,755
SiO ₂	43,4	42,8	41,6	41,4	41,4	40,0	43,1	42,8	40,6	41,6
Al ₂ O ₃	21,6	22,4	23,4	20,4	22,2	21,2	21,9	21,5	22,7	22,6
FeO	3,5	5,2	3,7	6,8	6,0	20,2	12,8	17,7	18,0	4,5
MnO	0,5	0,9	0,9	1,6	0,4	–	1,5	2,7	2,5	0,6
MgO	–	–	–	0,2	0,6	–	0,6	1,3	0,8	–
CaO	31,0	27,9	30,1	27,0	27,8	17,2	20,3	15,6	14,8	28,6
Total	100,0	99,2	99,7	97,4	98,4	98,6	100,2	101,6	99,4	97,9

*) Der Grossular CTg 325 stammt aus dem Einschluss mit einheitlich grauem Kern und rötlichem Band.

Tabelle 12: Chemische Analysen von Grossular aus Kalksilikatfels-Einschlüssen
von U. Grubenmann und H. Hentschel (in Gew.-%)

	a ¹⁾	b	c	d	e
SiO ₂	39,39	38,55	38,25	37,77	38,17
Al ₂ O ₃	21,78	20,10	20,36	21,57	20,02
Fe ₂ O ₃	2,96	4,65	2,57	1,55	3,98
FeO	2,14	1,58	3,32	5,32	2,02
MnO	0,33	0,48	0,34	0,80	0,61
CaO	33,36	34,30	34,47	31,60	34,87
MgO	0,35	0,05	0,09	0,88	0,06
Na ₂ O, K ₂ O		0,14	0,35	0,22	0,12
TiO ₂	0,43		0,20		
H ₂ O ⁺		0,12	0,00	0,06	0,17
H ₂ O ⁻		0,11	0,06	0,08	0,09
	100,74	100,08	100,01	99,85	100,11
Grossular	87 ²⁾	80,8	83,1	78,4	81,3
Almandin	8	3,7	7,6	12,0	4,6
Andradit	3	14,2	8,3	4,9	12,5
Pyrop	1	0,2	0,3	2,9	0,2
Spessartin	1	1,2	0,8	1,8	1,4

¹⁾ Die Analyse a ist von U. GRUBENMANN (1914), die Analysen b-e von H. HENTSCHEL (1943).

²⁾ Aus den Angaben von U. GRUBENMANN, umgerechnet auf Hundert.

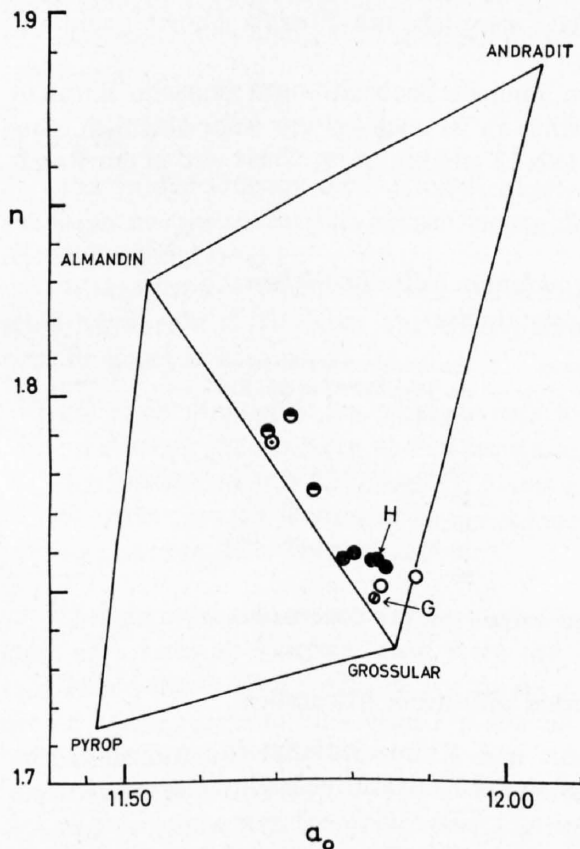


Fig. 34: Lage der Granate aus Kalksilikatfels-Einschlüssen im Diagramm nach H. WINCHELL (1968).

(a₀ = Gitterkonstante, n = Lichtbrechung)

Ausgefüllte Kreise = Granate aus Kernen.

Offene Kreise = Granate aus alpinen Zerrklüften.

Kreis mit Punkt = Granat aus Einschluss mit rotem Band im grauen Kern.

Schwarz-weiße Kreise = Granate aus der abweichenden Randzone (DNC 1009).

H = Mittel aus den Analysen von H. HENTSCHEL (1943).

G = aus der Analyse nach U. GRUBENMANN (1914) vom Piz Tagliola.

wurde auch die Gitterkonstante und die Lichtbrechung bestimmt. Die entsprechenden Daten finden sich in Tab. 11 und in Fig. 34.

Aus beiden Darstellungen ist ersichtlich, dass der Chemismus der Grossulare bei der Hauptzahl der Einschlüsse recht ähnlich ist – mit eingeschlossen jener aus den alpinen Zerrklüften. Im Diagramm der Fig. 34 fallen auch die aus den Analysen von HENTSCHEL und GRUBENMANN berechneten

Punkte zusammen mit unseren Punkten. Es handelt sich um einen Grossular mit 0–10% Andraditkomponente und 10–20% Almandinkomponente.

Die in der Farbe abweichenden Grossulare sind auch im Chemismus verschieden. So sind die Granate der Proben CTg 325 (grauer Kern mit rötlichem Band) und DNC 1009 (Randzone) almandinreicher. In der Randzone nimmt zudem der FeO-Gehalt des Granats im Profil durch die Randzone vom Einschlusskern zum Gneis hin zu und der CaO-Gehalt entsprechend ab. Das zeigen in der genannten Reihenfolge die Analysen DNC 1009₃₋₁.

Der zu den Mineralien der älteren Generation gehörende Grossular ist demnach als Mineral mit der grössten chemischen Variationsmöglichkeit in seiner Zusammensetzung recht ausgeglichen. Nur in abweichenden Typen, wo der Gesteinschemismus ein anderer ist, ändert entsprechend auch seine Zusammensetzung.

c) Plagioklas

Die meisten Einschlüsse führen in der Randzone Plagioklas als Hauptgemengteil. *Makroskopisch* ist er kaum erkennbar.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass er fast überall in der Randzone und nur selten im äusseren Kernbereich auftritt. Er bildet im Mittel 0,1–0,3 mm grosse, xenomorphe Körner, die vorwiegend nach dem Albitgesetz und untergeordnet nach dem Periklingesetz verzwillingt sind. Im Querprofil durch die Randzone der Kalksilikاتفels-Einschlüsse nimmt der Anorthitgehalt der Plagioklase vom Gneis zum Einschlusskern hin zu. Vom Gneis ausgehend, kann man beobachten, wie die Auslösungsschiefe der Albitzwillinge immer zunimmt, bis der Plagioklas durch pseudomorphe Aggregate von Zoisit und Sericit ersetzt wird. Basischere Plagioklase als solche mit 50–60% Anorthit sind alle umgewandelt.

R. BÄCHLIN (1937) und H. HENTSCHEL (1943) haben ähnliche Beobachtungen gemacht. BÄCHLIN beschreibt dabei Übergänge von Oligoklas bis zu Anorthit. Es ist auch bei uns wahrscheinlich, dass einmal noch basischere Plagioklase vorhanden waren. Tab. 13 gibt einige im Gneis und in der Randzone von Kalksilikاتفelsen gemessene Anorthitgehalte.

Tabelle 13: *Anorthitgehalte der Plagioklase in Kalksilikاتفelsen im Vergleich zu jenen der Gneise*

Handstücknummer:	Anorthitgehalt der Plagioklase im Gneis (in Gew.-%):	Maximaler Anorthitgehalt der Plagioklase in den Einschlüssen (in Gew.-%):
CTg 584	25–30	35
Cur FN 82	25–30	40–45
DNC 552	30–40	50
DNC 1125	25–30	55
DNC 1300	25–30	40–45
DNC 1695	25–30	50

Die Probe DNC 552 stammt aus Andesingneisen, die übrigen aus Albit-Oligoklasgneisen.

2. In der älteren und jüngeren Generation auftretende Mineralien

Biotit, Calcit, Graphit, Hornblende, Quarz, Zoisit und Klinozoisit sind Mineralien, welche sowohl in der älteren wie in der jüngeren Mineralgeneration der Kalksilikاتفels-Einschlüsse auftreten.

a) Biotit

Der in den Gneisen nachgewiesene, voralpine Biotit geht bis in die äussere Randzone der Einschlüsse. Im Inneren der Einschlüsse findet sich vorwiegend Biotit der jüngeren Generation.

Makroskopisch ist er besonders bei jung stark überprägten Einschlüssen recht augenfällig. Er bildet die im gleichen Einschluss oft mehrfach hintereinander auftretenden, braunen Zonen. Der Biotit der älteren Generation erscheint, nur mit Mühe erkennbar, in der äusseren Randzone.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen den Biotiten der zwei Generationen. Der sehr oft retrograd zu Chlorit umgewandelte Biotit der älteren Generation weist praktisch immer Ausscheidungen von Titanit oder Sagenit in grossen Mengen auf. Der jüngere Biotit ist hingegen sehr einschlussarm und zeigt nie Umwandlungen zu Chlorit, mit welchem er meistens vergesellschaftet ist. Er ist auch meistens feinkörniger als der ältere Biotit. Beide Biotite sind heute von gelb zu braun pleochroitisch.

Im Gefüge nimmt er oft die Stelle von aktinolithischer Hornblende ein. Er findet sich auch zusammen mit Chlorit und Sericit ganz allgemein und zonar angeordnet. Der ältere Biotit ist nicht selten so stark retrograd umgewandelt, dass er heute aus Chlorit bestehende, pseudomorphe Aggregate bildet. Seine ehemalige Anwesenheit kann dann aus den Titanit- und Rutilausscheidungen erkannt werden.

b) *Calcit*

In jedem Kalksilikatfels-Einschluss findet sich Calcit entweder in der älteren oder jüngeren Generation oder in beiden.

Makroskopisch ist er nur bei grobkörnigen Einschlüssen oder an Klüften erkennbar.

Unter dem Mikroskop ist er meistens feinkörnig und xenomorph. Nur selten erreicht er Korngrössen bis zu 1 mm. Im Gefüge finden wir ihn zusammen mit Zoisit und Klinozoisit oder mit Aktinolith bei jüngerer Umwandlung. Er ist dann sehr feinkörnig und in diesen Mineralien verteilt. Etwas grobkörniger fügt er sich auch in das Gefüge von Einschlüssen mit gut erhaltenen Mineralparagenesen der älteren Generation ein. Er dürfte hier auch im älteren Gefüge schon vorhanden gewesen sein. Besonders häufig füllt er ferner als jüngste Bildung Klüfte und Risse der Kalksilikatfels-Einschlüsse aus.

c) *Graphit*

Der in den Gneisen recht häufige, akzessorische Graphit fehlt auch in den Kalksilikatfels-Einschlüssen nie ganz. Auf die Identifizierung des Graphits wurde in den Vorbemerkungen (S. 17) bereits eingegangen.

Makroskopisch verrät die graue bis grauschwarze Farbe, die er den Gesteinsbereichen verleiht, seine Anwesenheit. An dieser Verfärbung lässt sich seine Verteilung in den Einschlüssen gut erkennen. Er findet sich:

- a) nur in der Randzone bei homogen rötlichen Kernen vom Typus *a* und *c*;
- b) im inneren, grauen Kern und in der Randzone, nicht aber in der homogen rötlichen Aussenzzone der Einschlüsse mit dem Kerntyp *b* (mit grauer Innenzzone und homogen rötlicher Aussenzzone);
- c) über den ganzen Kern und in der Randzone verteilt in einem Teil der einheitlich grauen Einschlüsse mit dem Kerntyp *d*.

Mengenmässig übersteigt er selten ein Gewichtsprozent des Mineralbestandes. In der Randzone kann er sowohl im Vergleich zum Kern der Einschlüsse wie im Vergleich zum Gneis angereichert sein. Hier wurden bis 2% Graphit bestimmt. Obwohl er überwiegend im älteren Zonarbau eingeordnet ist, wurde an einem Einschluss Fig. 30a ein Auftreten desselben im Zusammenhang mit der jüngeren Umwandlung beobachtet.

Unter dem Mikroskop bildet er die charakteristischen opaken Kornaggregate und Nester mit russartig fransigen Rändern. Nur selten können bis ca. 0,1 mm grosse, hexagonale Plättchen beobachtet werden. Im Gefüge kann er überall auftreten. Er bevorzugt aber Zoisit und Klinozoisit als Begleitmineralien.

d) *Hornblende (Aktinolith)*

Vorwiegend aktinolithische Hornblende findet sich in allen Einschlüssen, vor allem in der Randzone, nicht selten aber auch im Kern.

Makroskopisch ist die aktinolithische Hornblende recht gut an ihrer grünen Farbe erkennbar. Sie findet sich sowohl in Einschlüssen mit gut erhaltener, älterer Mineralgeneration wie auch in sehr stark retrograd umgewandelten Typen. Sie ist das charakteristische Mineral der inneren Randzone. Einen abweichenden Typ schon makroskopisch erkennbarer, bis mehrere Millimeter grosser Hornblende tritt in der Randzone der Einschlusstypen mit grünlichem Kern auf.

Unter dem *Mikroskop* ist der normale Typ stets farblos. Die Hornblende zeigt eine Auslöschungsschiefe $Z \wedge c$ von $13-17^\circ$. Sie bildet stets poikiloblastische, ca. 0,1 mm grosse, nur selten bis 1 mm grosse Körner. Meistens enthält sie sehr viele Einschlüsse von Quarz und Calcit.

Im Gefüge löst sie meistens den Diopsid ab. Darüber hinaus ist sie aber in der inneren Randzone angereichert. Gefügebilder sind in den Fig. 35 und 36 zu sehen.

Die in der abweichenden Randzone auftretende, poikiloblastische Hornblende ist im inneren Bereich der Randzone farblos, im äusseren Bereich derselben aber gelblichgrün. Diese Farbänderung geht parallel zur FeO-Zunahme im Granat. Sie durchwächst ein feinkörniges Gefüge, dessen Paralleltextur durch die Hornblenden hindurchgehen kann. Eine solche Hornblende zeigt Fig. 36.



Fig. 35: Strukturbild am Übergang Kern-Randzone des Kalksilikatfels-Einschlusses AA 5 aus dem Fundament der Staumauer Nalps.

Cc = Calcit
Di = Diopsid
Gro = Grossular
Ho = aktinolithische Hornblende
Q = Quarz
Ti = Titanit
Zo = Zoisit und Klinozoisit

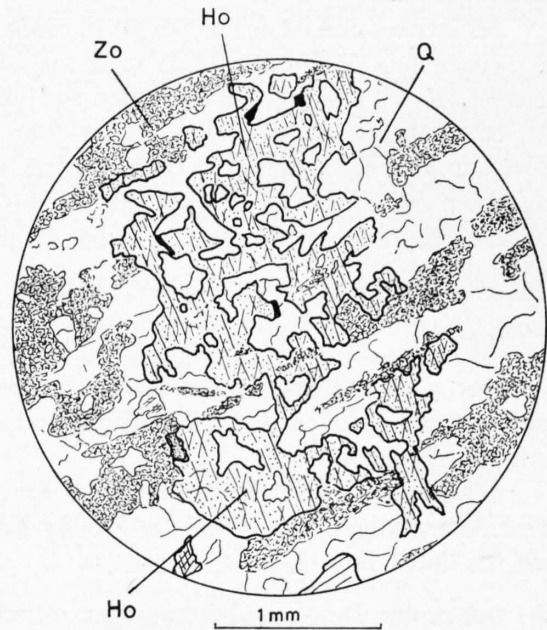


Fig. 36: Mikroskopisches Strukturbild von poikiloblastischer Hornblende aus der abweichenden Randzone. Druckstollen Nalps-Curnera, m 1009 (DNC 1009).

Ho = Hornblende
Q = Quarz
Zo = feinkörniger Zoisit und Klinozoisit

Links: Kernparagenese mit Grossular und Diopsid; Grossular wird schon durch Zoisit und Klinozoisit ersetzt.
Rechts: Beginn der Randzone mit aktinolithischer Hornblende, die erfüllt ist von Calcit und Quarzeinschlüssen.

e) Quarz

Quarz gehört immer zu den wesentlichen bis überwiegenden Gemengteilen der Kalksilikatfels-Einschlüsse. Er ist sowohl im Kern wie in der Randzone immer in grossen Mengen vorhanden.

Makroskopisch ist er nur in grobkristallinen Einschlüssen als solcher erkennbar.

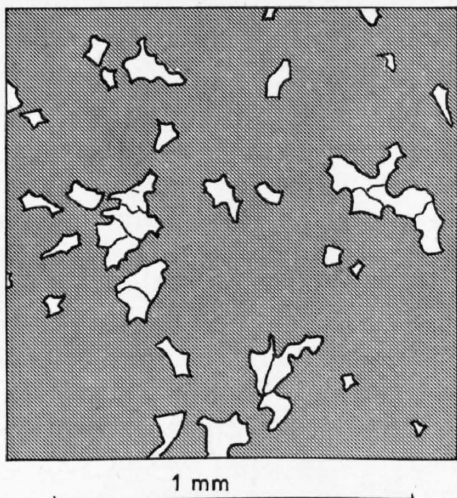


Fig. 37: Die Korngrenzen von Quarz in Kalksilikatfels-Einschlüssen (hell = Quarz). Alle übrigen Mineralien sind schraffiert.

Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz sowohl in der Häufigkeit wie in der Art des Auftretens eine erhebliche Variation. Seine Körngrösse variiert von 0,1 bis 5 mm, wobei Grössen von 0,1 bis 0,5 mm am häufigsten sind. Er ist meistens xenomorph und oft verzahnt. Undulöse Auslöschung ist häufig. Gegenüber den anderen Mineralien hat er konkave Korngrenzen, wie dies Fig. 37 zeigt. Er bildet Zwickelfüllungen.

f) Zoisit und Klinozoisit

Neben Quarz und Grossular sind Zoisit und Klinozoisit die häufigsten Mineralien der Einschlüsse. Sie gehören im Kern wie in der Randzone zu den häufigsten Mineralien.

Makroskopisch lassen sie sich nur selten als grauweisse Mineralien identifizieren. Ihre Anwesenheit wird aber erkenntlich aus den fleckigen Ausbleichungen, die in vielen Einschlüssen auftreten. Eine solche ausgebleichte Zone findet sich oft zwischen Kern und Randzone. Diese Ausbleichungen sind immer auf Ersatz von Grossular durch Zoisit und Klinozoisit zurückzuführen.

Unter dem Mikroskop zeigen sich meist feinkörnige Aggregate, in welchen sich die Grenzen verwischen. Sehr oft sind α -Zoisit, β -Zoisit und Klinozoisit innig miteinander verwachsen. Bei grösseren Körnern können alle drei gleichzeitig vorhanden sein; und zwar umgibt oft ein Saum von Klinozoisit einen aus α - und β -Zoisit bestehenden Kern. Darin sind α - und β -Zoisit fleckig miteinander verwachsen. Ähnliche zonare Verwachsungen hat auch H. HENTSCHEL (1943) in Kalksilikatfels-Einschlüssen beschrieben. Eisenreicherer Epidot wird nur untergeordnet in Klüften beobachtet.

Im Gefüge treten Zoisit und Klinozoisit stets an die Stelle von Grossular, und zwar durch Umwandlung aus demselben. Er findet sich aber immer in der inneren Randzone angereichert vor. Hier geht er nach aussen in Plagioklas über. In den Einschlüssen vom Typ *b* tritt er im inneren, grauen Kern vermehrt auf, auch wenn die äussere, homogene Kernzone keine wesentlichen, retrograden Umwandlungen zeigt. Hier ist der Zoisit wahrscheinlich alt.

3. Die Mineralien der jüngeren Generation

Nur in der jüngeren Generation treten Chlorit und Sericit auf.

a) Chlorit

Eingeordnet in den jüngeren Zonarbau findet sich Chlorit in allen Einschlüssen.

Makroskopisch ist er bei starker, jüngerer Überprägung nur selten neben dem ebenfalls dunkelgrünen Aktinolith zu erkennen.

Unter dem Mikroskop ist er blass gelblichgrün und zeigt Plättchen von 0,1–0,3 mm, die seltener bis 1 mm gross werden können. Er besitzt anomale, olivbraune bis olivgrüne Interferenzfarben; N_z liegt senkrecht zur Plättchenebene. Im Gefüge ist er stets ein Begleiter des Biotits, mit welchem er in

den Zonarbau eingeordnet ist. In der jüngeren Generation entsteht er auch aus dem älteren Biotit durch retrograde Umwandlung.

b) *Sericit*

Der *makroskopisch* sehr selten identifizierbare *Sericit* kommt immer im jüngeren Zonarbau vor.

Unter dem *Mikroskop* ist er feinschuppig und meistens kleiner als 0,1 mm. Im Gefüge findet er sich immer zusammen mit Biotit und Chlorit. Im Zonarbau setzt er, wenn man vom Kern her nach aussen geht, zusammen mit Biotit und Chlorit ein, ist aber weiter aussen angereichert. Häufig bildet er Pseudomorphosen nach Plagioklas und dürfte aus dem letzteren durch retrograde Umwandlung entstanden sein. Er findet sich aber auch dort, wo früher kein Plagioklas vorhanden war. So tritt er auch bei der jüngeren Umwandlung der Einschlusskerne von Klüften aus auf. Dieser Kern bestand früher aus Grossular, Diopsid und Quarz und führte, wie die erhaltenen Bereiche zeigen, keinen Plagioklas. Er bildet sich also nicht nur aus Plagioklas, wie dies H. HENTSCHEL (1943) zu erklären versuchte, sondern ganz allgemein dort, wo die chemischen Voraussetzungen zu seiner Bildung vorhanden sind oder durch die jüngere Umwandlung geschaffen werden.

4. Die Nebengemengteile

Neben dem bereits beschriebenen Graphit treten Apatit, Titanit, Zirkon, Pyrit und Magnetkies hauptsächlich als Nebengemengteile auf.

Apatit bildet rundliche oder kurzstengelige Körner, die meistens kleiner sind als 0,1 mm. *Titanit* besteht aus rundlichen bis spindeligen Körnern, die allgemein im Gefüge verteilt sein können. Nicht selten ist er in der Randzone etwas angereichert und wird dann bis zu 0,5 bis 1 mm gross. *Zirkon* scheint, wenn man Dünnschliffe von Gneisen mit jenen der Kalksilikatfels-Einschlüsse vergleicht, in den letzteren viel häufiger zu sein. Er bildet unter 0,1 mm grosse, fast immer rundliche Körner. Bei den Erzmineralien wurden vor allem *Pyrit* und *Magnetkies* beobachtet; es ist aber möglich, dass noch andere Erzmineralien auftreten. Auch diese sind nicht selten in der Randzone etwas angereichert.

Bei den Kalksilikatfels-Einschlüssen mit primärer Sedimentschichtung wird stets beobachtet, dass Titanit und Zirkon entlang den Schichtfugen angereichert sind. Perlschnurartig reihen sich dann Titanit- und Zirkonkörner in Zeilen ein. Dies mag ein Hinweis darauf sein, dass wenigstens ein Teil des Titanits und der Zirkone entlang den Schichtfugen primär sedimentär eingeschwemmt wurde.

G. Zonare Mineralverteilung und Chemismus

1. Einleitung

Als Produkt metamorphosierender Prozesse kann der randliche Zonarbau mit seiner räumlichen, mineralogisch-chemischen Abfolge Aufschlüsse liefern über die Art der Reaktionen, die zwischen Gneis und Einschlüssen bei den verschiedenen Metamorphosen stattgefunden haben. An einigen Beispielen wurde deshalb die zonare Mineralverteilung und parallel dazu an einem Beispiel der Chemismus im Profil vom Gneis zum Einschlusskern bestimmt.

Zur Bestimmung der Mineralverteilung wurde an Grossschliffen je ein 1,5 bis 2 cm breiter Streifen quer durch die Randzone abgegrenzt. Entlang diesem Profil wurden für je einen Millimeter senkrecht zur Profilrichtung die Mineralverhältnisse nach dem «Point-Counter»-Verfahren bestimmt. Der Abstand der Punktreihen betrug 0,3 mm, der Abstand der Punkte in den Reihen 0,1 mm.

Die Genauigkeit derart bestimmter Mineralgehalte darf nicht überschätzt werden; dies besonders nicht bei sehr unterschiedlichen Korngrössen oder bei der Anwesenheit feinschuppiger Mineralien, wie es hier teilweise der Fall ist. Beträchtlich ist der durch den feinblättrigen Graphit hervorgerufene Fehler. So resultierte bei der Bestimmung des Graphitgehaltes auf optischem Wege ein Wert, der um einen Faktor 2–3 grösser ist als der durch Wägung des Rückstandes aus den chemischen Aufschlüssen ermittelte Wert. Bei Vergleichen zwischen Chemismus und Mineralbestand kann deshalb

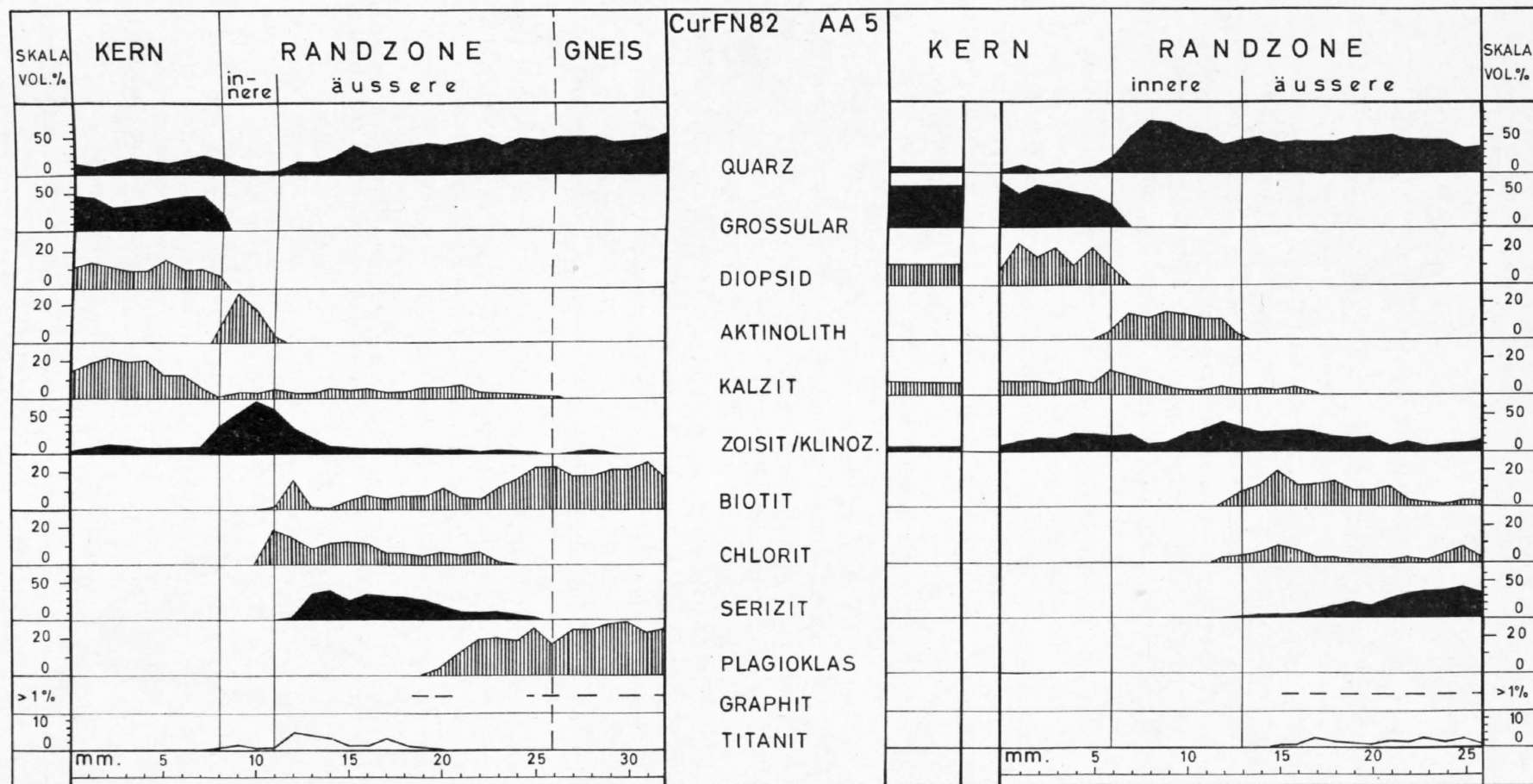


Fig. 38: Zonare Mineralverteilung im Profil vom Kern durch die Randzone von Kalksilikatfels-Einschlüssen.
Cur FN 82 aus dem Fensterstollen Nalps der Baustelle Curnera, AA 5 aus dem Fundament der Staumauer Nalps.

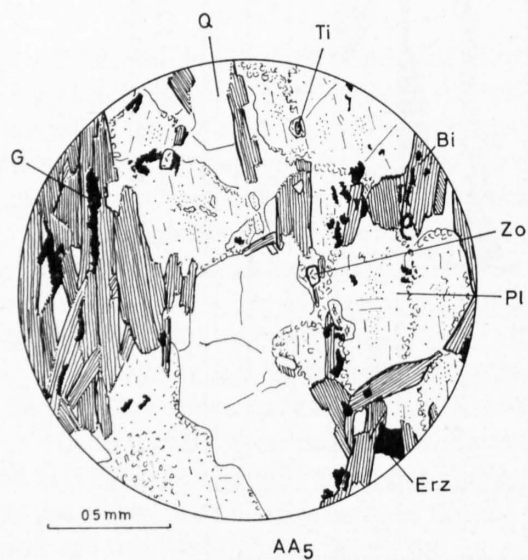
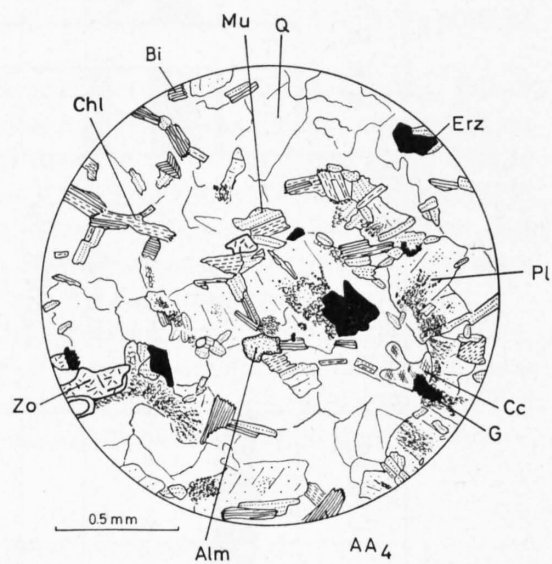
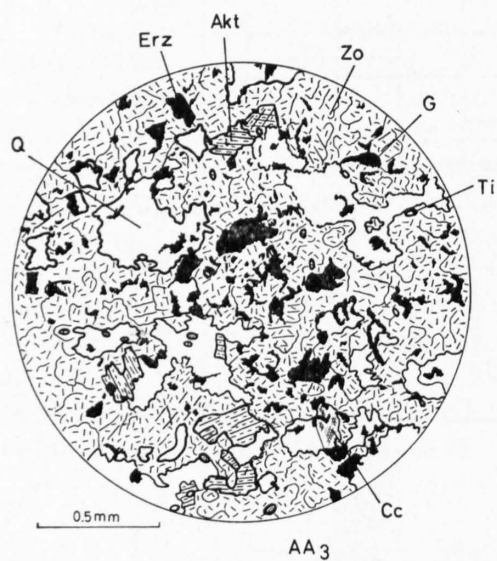
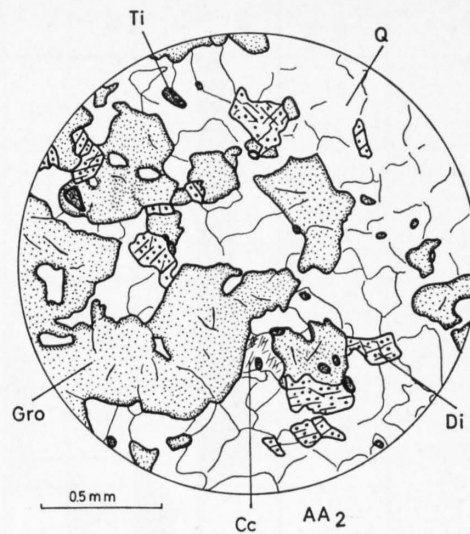
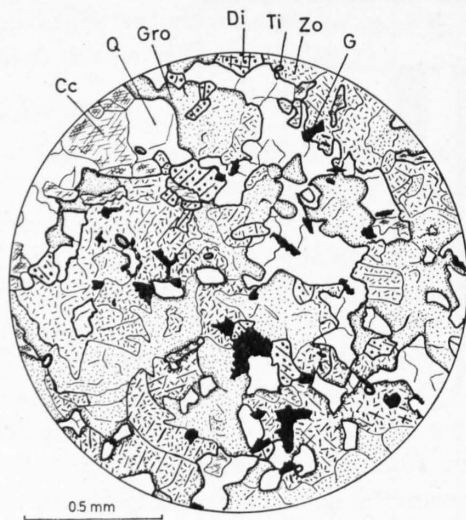


Fig. 39: Strukturbilder im Profil vom inneren Kern bis zum Gneis, entsprechend den Zonen in Fig. 40 und Fig. 41.

- Akt = Aktinolith
- Alm = Almandin
- Bi = Biotit
- Cc = Calcit
- Chl = Chlorit
- Di = Diopsid
- G = Graphit
- Gro = Grossular
- Mu = Muskovit und Sericit
- Pl = Plagioklas
- Q = Quarz
- Ti = Titanit
- Zo = Zoisit und Klinozoisit

hier nicht mit genauen Werten gerechnet werden. Aus den Resultaten lässt sich das Bild der Mineralverteilung, wenigstens in Grössenordnungen, anschaulich wiedergegeben.

2. Die zonare Mineralverteilung

In den Fig. 38 und 41 ist aus den Resultaten der Bestimmungen nach dem «Point-Counter»-Verfahren die zonare Mineralverteilung graphisch dargestellt. Das resultierende, charakteristische Bild der Verteilung kann auch an den meisten anderen Kalksilikatfels-Einschlüssen beobachtet werden. Obwohl darauf geachtet wurde, Beispiele mit geringer, jüngerer Umwandlung auszuwählen, zeigt ein Blick auf die Diagramme, dass im Kern zwar die Mineralien der älteren Generation weitgehend vorherrschen, dass aber in der Randzone die Mineralien der jüngeren Generation den Hauptteil bilden. Der ältere Mineralbestand kann hier nur durch Rückschlüsse abgeschätzt werden.

Im Kern der Einschlüsse mit innerem, grauem Kernbereich und einer äusseren, homogen rötlichen Zone zeigt es sich (vgl. Fig. 41), dass im inneren Bereich dort teilweise Zoisit und Klinkzoisit an die Stelle von Grossular treten kann, wie dies bereits mehrfach gesagt wurde.

Im Profil durch die Randzone zeigt sich (vom Kern herkommend) zunächst, dass an allen Beispielen der Diopsid an der Grenze zur Randzone in der Menge etwas zunimmt. Es kann deswegen aber nicht von einer eigentlichen Diopsid-Zone gesprochen werden. In der inneren Randzone tritt zur Überhandnahme des Zoisits und Klinkzoisits noch ein Ersatz von Diopsid durch aktinolithische Hornblende in ungefähr gleicher Menge auf.

Bei der Abnahme des Zoisit- und Klinkzoisitgehaltes und beim Verschwinden der aktinolithischen Hornblende nach aussen treten Biotit und Chlorit neu auf. Mengenmässig zeigen diese beiden eine Häufung direkt bei ihrem ersten Auftreten. Diese Menge beider Mineralien nimmt dann nach aussen ab und zwar so, dass beide in der äusseren Randzone ganz verschwinden können und erst am Übergang zum Gneis wieder in grösseren Mengen erscheinen. Meistens jedoch nimmt in der äusseren Randzone nur ihre Menge ab, ohne dass sie ganz verschwinden. Auch Biotit und Chlorit können im Profil durch die Randzone nicht selten mehrfach an- und abgereichert sein.

Gleichzeitig mit Biotit und Chlorit setzt auch Sericit ein. Seine Menge nimmt in der äusseren Randzone stark zu. Er kann dort bis zu 40% des Gesamtmineralbestandes einnehmen und bildet oft nach Plagioklas pseudomorphe Aggregate. Der Plagioklas selbst erscheint erst weiter aussen, die genannten Pseudomorphosen ersetzend.

Titanit und Erzminerale können als Nebengemengteile in der Randzone etwas angereichert sein.

Besonders interessant ist die zonare Verteilung des Graphits beim Einschlusstyp mit innerem grauem Kern (Fig. 41). Der im Kern mit 0,7% vertretene Graphit verschwindet in der homogen rötlichen Kernzone. Sein Gehalt steigt in der inneren Randzone auf 2,8% an, fällt dann in der äusseren Randzone auf 0,6% und steigt dann im Gneis auf 1,1% an. Diese zonare Verteilung lässt sich auch an vielen anderen Einschlüssen beobachten.

Die genannten Verhältnisse können qualitativ auch aus den Dünnschliffzeichnungen in Fig. 39 gesehen werden, die den in Fig. 40 und 41 angegebenen Zonen AA₁–AA₅ entsprechen.

3. Der Chemismus

Auf die Methodik der chemischen Analysen wurde in den Vorbemerkungen auf S. 18 eingegangen. Es wurden in einem Profil von inneren, grauen Kern bis zum Gneis des Einschlusses DNC 1965 (aus dem Druckstollen Nalps–Curnera, m 1695 ab Nalps) 5 Proben analysiert. Sie wurden aus folgenden, auch in Fig. 41 angegebenen Zonen entnommen:

- AA₁ aus dem inneren, grauen Kernbereich (mit Graphit),
- AA₂ aus dem äusseren, homogen rötlichen Kernbereich (ohne Graphit),
- AA₃ aus der inneren Randzone,
- AA₄ aus der äusseren Randzone,
- AA₅ aus dem Gneis (1 m vom Kalksilikatfels-Einschluss entfernt).

Tabelle 14: Chemische Analysen aus einem Kalksilikatfels-Einschluss (DNC 1695; Stollen Nalps-Curnera, m 1695) – ein Profil vom Kern zum Gneis

	AA ₁	AA ₂	AA ₃	AA ₄	AA ₅
SiO ₂	62,6	61,3	65,5	70,7	61,3
Al ₂ O ₃	10,25	11,50	12,54	11,58	15,75
Fe ₂ O ₃	1,30	0,96	1,64	1,39	1,25
FeO	1,47	2,20	0,76	1,79	5,08
MnO	0,04	0,07	0,11	0,06	0,06
MgO	1,05	1,13	1,05	1,17	3,29
CaO	18,5	19,2	12,45	4,99	2,46
Na ₂ O	< 0,1	< 0,1	< 0,1	1,28	3,28
K ₂ O	0,16	0,16	0,28	1,85	2,83
TiO ₂	0,54	0,55	0,69	0,65	1,02
P ₂ O ₅	0,10	0,11	0,12	0,25	0,09
H ₂ O _{tot.}	0,76	0,49	1,21	2,23	1,91
CO ₂	2,18	2,68	1,27	0,97	0,52
C ¹⁾	0,47	< 0,1	2,00	0,65	0,82
	99,42	100,35	99,62	99,56	99,66
si	211	193	269	371	226
al	20,5	21,5	30,5	36,0	34,5
fm	12,5	13,5	14,5	23,0	37,5
c	66,5	64,5	54,5	28,0	9,5
alk	0,5	0,5	0,5	13,0	18,5
w ²⁾	0,44	0,28	0,64	0,42	0,18
h	8	5	17	39	24
co ₂	10	12	7	7	3
g ³⁾	8	—	41	17	15

1) Als Rückstand nach mehrfachem Flusssäureaufschluss bestimmt.

2) Oxydationsgrad des Eisens.

3) Kohlenstoffäquivalent bezogen auf al + fm + c + alk = 100. Als Graphit bestimmt.

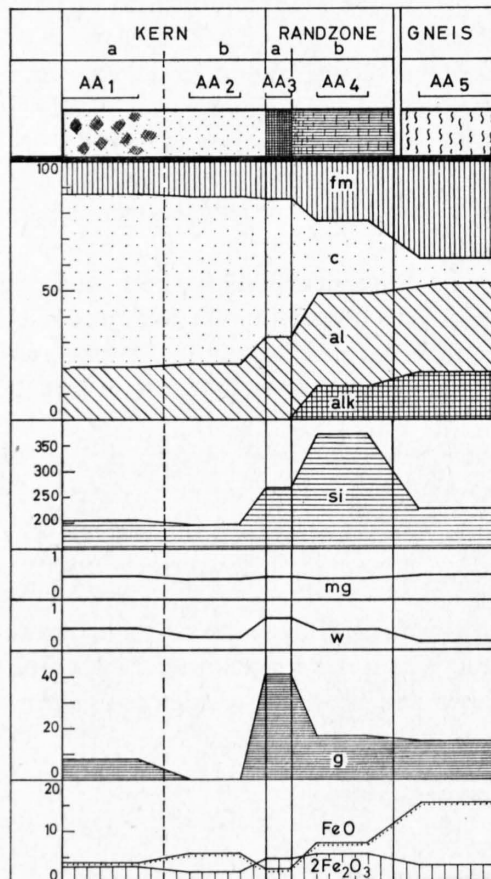


Fig. 40: Chemisches Profil durch die Randzone des Einschlusses DNC 1695. Flächenhafte Darstellung der Niggli-Werte nach Tab. 14.

w = Oxydationsgrad des Eisens.

g = Äquivalentzahl für elementaren Kohlenstoff (gewogen als Graphit), bezogen auf al + fm + c + alk = 100 (g = Bezeichnung nach P. NIGGLI et al. 1930).

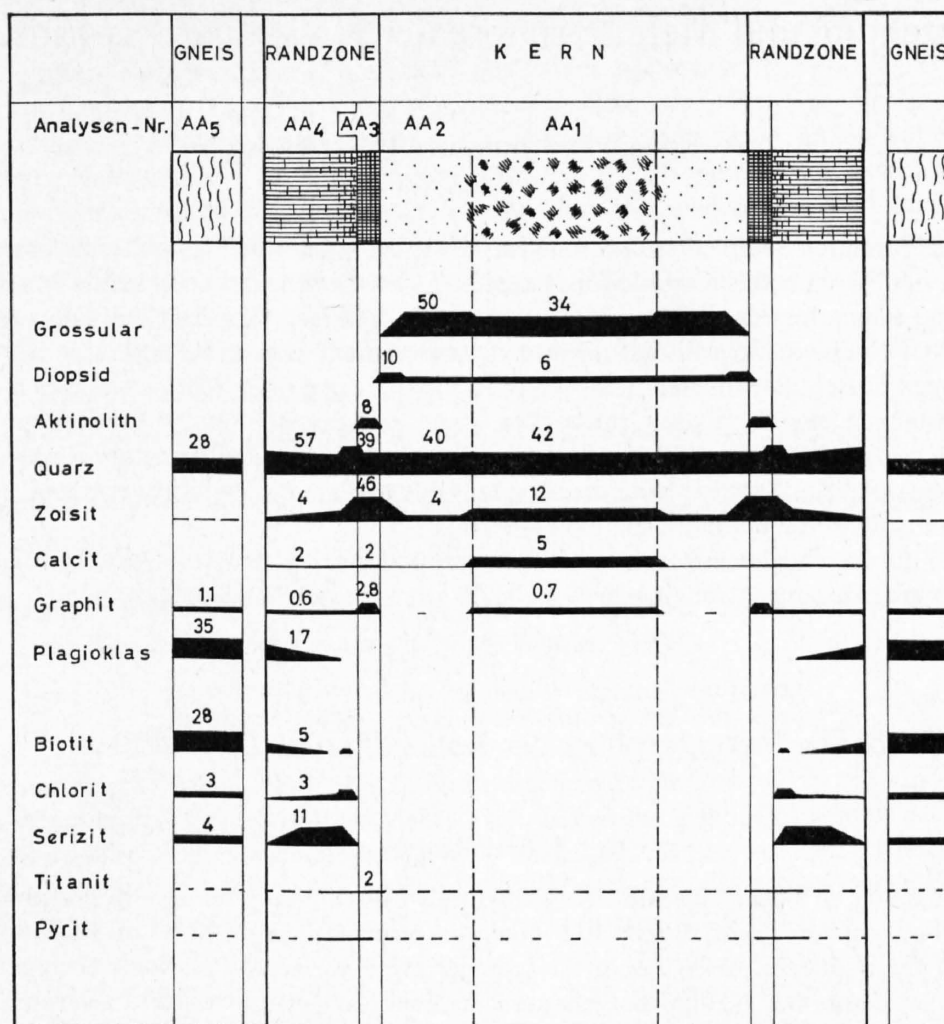


Fig.41: Zonare Mineralverteilung im Profil durch den Kalksilikatfels-Einschluss DNC 1695
(mit Angabe der Mineralgehalte in Volumenprozenten).

Die ältere Zonierung dieses Einschlusses ist relativ schwach umgewandelt.

Die Resultate der Analysen finden sich in Tab.14, und deren Niggli-Werte sind in Fig.40 graphisch dargestellt.

Im Kern des Einschlusses besteht kein wesentlicher Unterschied im Chemismus zwischen der inneren, grauen Zone und der äusseren, homogen rötlichen Zone. Bemerkenswert ist aber, dass der Oxydationsgrad des Eisens im inneren Kern, wo Graphit auftritt, grösser ist.

Die wesentlichen, chemischen Änderungen beginnen an der Grenze zur inneren Randzone. Hier nimmt c ab, während al und fm zunehmen. Hier treten an die Stelle von Grossular und Diopsid Zoisit, Klinozoisit und Aktinolith. Der grösste Sprung im Chemismus zeigt sich am Übergang von der inneren zur äusseren Randzone. Während c stark abnimmt, treten zusammen mit der Zunahme des fm die Alkalien neu in den Hauptelementen auf. Sericit, Zoisit, Plagioklas und Biotit sind die Mineralien, die parallel dazu vermehrt auftreten.

Am Übergang zum Gneis zeigt sich eine weitere Abnahme des c und entsprechend auch eine Zunahme des fm und alk, was der Zunahme der Biotit- und Plagioklasmenge im Gneis entspricht.

III. Entstehung und Metamorphose der Kalksilikاتفels-Einschlüsse

A. Primär sedimentäre Entstehung

Wie an den primären Sedimentstrukturen gezeigt wurde, bildete ein klastisches Sediment das Ausgangsmaterial zu unseren Kalksilikاتفels-Einschlüssen. Dieses Sediment muss – auf Grund der heutigen chemischen und mineralogischen Zusammensetzung – ein kalkiger bis mergeliger Sandstein gewesen sein, während der Gneis vorwiegend die Zusammensetzung einer Grauwacke hatte.

Die heutigen Einschlüsse müssen demnach als schmale Lagen oder Schmitzen eines mergligen bis kalkigen Sandsteins in eine Serie von Grauwacken eingelagert gewesen sein. Wieweit diese Lagen oder Schmitzen sich seitlich erstreckten, bleibe dahingestellt. Immerhin lässt sich aus der Reihenanordnung der Einschlüsse (siehe S. 91) und anhand der 50 m langen Linse am Piz Tagliola vermuten, dass die seitliche Ausdehnung teilweise mehrere Dekameter betrug.

Erst durch die verschiedenen Metamorphosen, verbunden mit intensiven Durchbewegungen, wurden diese Sedimente zu den heutigen, zonaren Kalksilikاتفels-Einschlüssen umgewandelt.

B. Die Metamorphose der Kalksilikاتفels-Einschlüsse

1. Einleitung

Wie die Gneise, so liegen auch die Kalksilikاتفels-Einschlüsse heute als polymetamorphe Gesteine vor. Sie bestehen aus zwei Gruppen von Mineralparagenesen, deren ältere zur Almandin–Amphibolitfazies und deren jüngere zur Grünschieferfazies gerechnet werden muss. Beide Gruppen bauen die stets vorhandene, konzentrisch zonar aufgebaute Randzone auf. Diese Randzone zeigt sowohl in ihrer Anlage wie in der mineralogischen Zusammensetzung ein für beide Gesteine verschiedenes, charakteristisches Bild. Diese Randzone ist auch das für die Kalksilikاتفels-Einschlüsse charakteristische Produkt der verschiedenen Metamorphosen.

H. HENTSCHEL (1943) deutet die Randzone der Kalksilikاتفels-Einschlüsse als Zwischenbildung, die an der Grenze zweier allochemer, druck- und temperaturgleicher Gesteine auf Grund von Austauschvorgängen gebildet wurde. Er hat für diesen Vorgang den Begriff «Mesitis» eingeführt, der auf S. 121 noch besprochen wird. Beide Gesteine bilden bei der Mesitis ein geschlossenes System, wobei nur an der Grenze beider Gesteine Angleichungen an den verschiedenen Chemismus stattfinden. Die treibende Kraft dazu liegt allein im chemischen Gefälle, das zwischen den beiden Gesteinen besteht. Die so entstandene Randzone verhindert – ähnlich gepanzerten Mineralien – eine weitere Reaktion beider Gesteine und auch eine Assimilation der Einschlüsse durch die Gneise.

Bei dieser Interpretation hat H. HENTSCHEL die Gasphase in keiner Weise berücksichtigt. Gerade die Gasphase spielt nun bei der Metamorphose der Kalksilikاتفelse eine wesentliche Rolle. Bei der Metamorphose carbonatischer Gesteine, zusammen mit carbonatarmen oder carbonatfreien Gesteinen, muss in beiden Gesteinen eine in der Zusammensetzung wie in der Menge verschiedene Gasphase gebildet werden. Die in Fig. 42 nach H. G. F. WINKLER (1967) gezeichneten, isobaren Gleichgewichtskurven kalksilikatischer Reaktionen zeigen, dass die Gleichgewichtstemperaturen der Reaktionen stark von der Zusammensetzung der Gasphase abhängen. Ferner kann die Gasphase als Transportmittel für Stoffe dienen.

Die Metamorphose der Kalksilikاتفels-Einschlüsse kann nicht diskutiert werden, ohne dass die Zusammensetzung der Gasphase als zusätzlicher Freiheitsgrad bei Reaktionen und die Gasphase selbst als Transportmittel berücksichtigt wird.

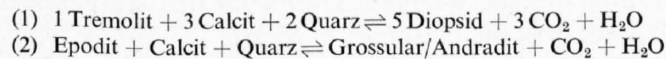
2. Die ältere, herzynische bis vorherzynische Metamorphose

Wie die ältere Kernparagenese, bestehend aus Quarz, Grossular, Diopsid, \pm Calcit, \pm Zoisit und Klinozoisit, sowie die Paragenesen der Gneise, bestehend aus Quarz, Plagioklas, Biotit, \pm Disthen, \pm Sillimanit, \pm Alkalifeldspat, \pm Almandin, \pm Hypersthen, zeigen, haben während den herzynischen und vorherzynischen Metamorphosen mindestens Bedingungen der Amphibolitfazies und teilweise sogar der Granulitfazies geherrscht. Da die Hauptparagenese über den ganzen Bereich der Almandin-Amphibolitfazies beständig ist und vielleicht darüber hinaus, kann, auch wenn in den Gneisen zwei Metamorphosen nachgewiesen werden, die ältere Paragenese als das Produkt einer einzigen progressiven Metamorphose betrachtet werden.

Folgende, allgemeine Eigenschaften sind für die ältere Metamorphose der Einschlüsse charakteristisch:

- a) Die älteren Paragenesen und die Randzone sind in den meisten Einschlüssen homogen ausgebildet.
- b) Der ältere Zonarbau beschränkt sich auf die Grenze zum Gneis und wird nicht an internen Klüften beobachtet.

Wichtig sind ferner die Reaktionen, welche an der Grenze zur Amphibolitfazies zu unseren älteren Paragenesen führen. Es sind dies nach H. G. F. WINKER (1967):



Wird nun ein carbonatreicher Einschluss in einem carbonatarmen Wirtgestein einer bis in die Almandin-Amphibolitfazies reichenden Metamorphose unterworfen, dann werden im Einschluss und im Gneis die entsprechenden Mineralparagenesen entstehen, also unsere ältere Kernparagenese und unsere ältere Gneisparagenese. Dabei muss aber im Einschluss eine CO_2 -reiche Gasphase gebildet werden, der im Gneis eine H_2O -reiche und CO_2 -arme Gasphase gegenübersteht.

Wird ferner die Kernparagenese nach den Gleichungen (1) und (2), als letzten Reaktionen an der Grenze zur Amphibolitfazies, gebildet, dann wird, unter Berücksichtigung, dass Biotit schon zu einem grossen Teil in der Grünschieferfazies entstand und somit ein Teil des H_2O schon dort freigesetzt wurde, wahrscheinlich, dass im Einschluss eine nicht nur CO_2 -reichere sondern auch in ihrer Gesamtmenge gegenüber dem Gneis überschüssige Gasphase gebildet wird.

Ein in den Mengen vergleichbares Bild über den Haushalt der Gasphase im Kalksilikatfels-Einschluss (DNC 1695) und im Gneis während der Metamorphose vermögen auch die aus den Analysen der Tab. 14 berechneten, äquivalenten CO_2 - und H_2O -Verluste zu vermitteln, welche in Tab. 15 in Äquivalentzahlen angegeben sind.

Für das CO_2 wurde dabei zuerst angenommen, dass alles CaO und MgO , im Einschluss wie im Gneis, ursprünglich carbonatisch gebunden war, was für den heute praktisch alkalifreien Einschlusskern wohl zutreffen dürfte. Es wurden dann zu den Äquivalentzahlen von CaO und MgO aus den Analysen AA_1 , AA_2 (Einschlusskern) und AA_5 (Gneis) äquivalente Mengen an CO_2 hinzugefügt. Die so erhaltenen Werte wurden vermindert durch die aus den Analysen bestimmten, heute noch vorhandenen CO_2 -Mengen. Das gibt uns ein Mass für die CO_2 -Verluste während der Metamorphose.

Für H_2O wurde ähnlich vorgegangen. Als Ausgangsmenge diente einmal der durchschnittliche H_2O -Gehalt für Grauwacken nach F. J. PETITJOHN (1963) von 2,5 Gewichtsprozenten H_2O (a in Tab. 15). Um die Verhältnisse auch bei überdurchschnittlichen H_2O -Gehalten der ursprünglichen Grauwacken zu zeigen, wurden als Ausgangsmengen an H_2O noch 4 resp. 5 Gewichtsprocente H_2O eingesetzt (b und c in Tab. 15). Die daraus berechneten Äquivalentzahlen, vermindert durch jene aus unseren Analysen berechneten Zahlen, ergeben ebenfalls ein Mass für die H_2O -Verluste während der Metamorphose.

Tabelle 15: CO_2 - und H_2O -Verluste im Vergleich zwischen Kalksilikatfels-Einschluss und Gneis, berechnet auf äquivalenter Basis aus den Analysen AA_1 , AA_2 und AA_5 der Tab. 14 (die Werte sind in Äquivalentzahlen angegeben)

Verluste an	Einschlusskern		Gneis		
	AA_1	AA_2	AA_5		
			<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
CO_2	306	309	114	114	114
H_2O	97	112	33	116	172
total $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	403	421	147	230	286

Auch hier zeigt sich, dass im Kalksilikatfels-Einschluss nicht nur eine CO_2 -reichere Gasphase freigesetzt wurde sondern dass auch eine grössere Menge an fluider Gesamtphase gebildet wurde. Diese Verhältnisse verschieben sich noch zu einem grösseren Gasüberschuss im Einschluss, wenn man berücksichtigt, dass ein Teil des CaO und MgO in der ursprünglichen Grauwacke wahrscheinlich nicht carbonatisch gebunden war. Es bildete sich also im Kalksilikatfels-Einschluss eine CO_2 -reiche Gasphase im Überschuss. Dadurch musste, wenigstens während den Reaktionen, ein Druckgefälle entstehen, das ein allseitiges Abwandern der Gasphase bewirkte.

Zusammen mit der Gasphase konnte auch CaO aus den Einschlüssen abwandern. Stellen wir mit dem CaO eine ähnliche Rechnung an. Zu den Äquivalentzahlen für CaO aus der Randzone können wir CaO hinzugeben, bis der CaO -Gehalt jenem des Einschlusskerns entspricht. Berechnen wir dann für die Analysen AA_3 und AA_4 aus der Randzone die Niggli-Werte mit der so erhaltenen Äquivalentzahl für CaO , ergeben sich die in Tab. 16 angegebenen, neuen Niggli-Werte. Zum Vergleich wurden auch die Niggli-Werte für die Analyse AA_2 aus dem Kern aus Tab. 14 übernommen.

Tabelle 16: Niggli-Werte für gleichen CaO -Gehalt in der Randzone wie im Einschlusskern, berechnet aus den Analysen AA_3 und AA_4 der Tab. 14 (AA_2 aus dem Einschlusskern ist unverändert übernommen)

	Kern	innere Randzone	äussere Randzone
	AA_2	AA_3	AA_4
si	193	207	207
al	21,5	23,5	20,0
fm	13,5	11,0	13
c	64,5	65,0	60,0
alk	0,5	0,5	7,0
	100,0	100,0	100,0

Die neu erhaltenen Werte stimmen auffallend überein mit jenen aus dem Einschlusskern. Auch das si, welches in der äusseren Randzone in Tab. 14 einen viel höheren Wert (371) aufweist, fällt hier auf den Wert 207 zurück, was ungefähr jenem des Einschlusskernes entspricht. Nur die Alkalien nehmen in der äusseren Randzone stark zu.

Durch theoretische Zugabe von CaO lässt sich also der Chemismus der Randzone derart verändern, dass er – mit Ausnahme des höheren Alkaligehaltes – mit dem Chemismus des Einschlusskerns recht gut übereinstimmt. Der Chemismus der Randzone – mit Ausnahme der Alkalien in der äusseren, mit dem Gneis direkt in Kontakt stehenden Randzone – kann also einzig und allein durch Wegfuhr von CaO aus der Kernmasse erklärt werden.

Die ältere Randzone ist demnach vorwiegend dadurch entstanden, dass zusammen mit CO_2 und H_2O CaO aus den Einschlüssen weggeführt wurde. Dieser Prozess musste solange andauern, als noch eine Gasphase im Überschuss vorhanden war, oder solange, bis sie nicht mehr abwandern konnte. Das letztere war wahrscheinlich der Fall bei den Kalksilikatfels-Einschlüssen mit innerem grauem Kern, der anstelle von Grossular vermehrt Zoisit, Klinozoisit und Calcit führt. Blieb ein Teil der Gasphase zurück, dann konnte die Reaktion (2) (vgl. S. 119) entweder nicht ganz nach rechts ablaufen oder aber sie verschob sich bei der ersten Abkühlung sofort wieder nach links.

Bei den einheitlich grauen Kernen war entweder das Ausgangsmaterial CaO-ärmer, oder das CaO wurde während der Metamorphose soweit abgeführt, dass gleiche Bedingungen wie in der Randzone herrschten.

Wie auf S. 118 bereits ausgeführt wurde, hat H. HENTSCHEL (1943) den Begriff «Mesitis» eingeführt. Die Randzone wäre danach durch Austauschvorgänge entstanden, die allein in der chemischen Verschiedenheit (dem verschiedenen chemischen Potential) ihre Ursache haben. In der Definition macht dieser Autor die Druck- und Temperaturgleichheit sowie ein geschlossenes System für beide Gesteine (mit Ausnahme der Randzone selbst) zu Bedingungen. Diese Bedingungen sind nun aber, wie gezeigt wurde, gerade für die Kalksilikatfels-Einschlüsse nicht erfüllt. Deshalb mag der Begriff «Mesitis» für Gesteine, die bei der Metamorphose gleiche Gasphasen besitzen und randliche Reaktionen zeigen, angebracht sein, nicht aber für die Kalksilikatfels-Einschlüsse, für welche er geschaffen wurde.

Zusammenfassend kann die ältere Metamorphose wie folgt erklärt werden: Aus den ursprünglichen Lagen und Schmitzen kalkiger oder kalkig-mergeliger Sandsteine wurden durch tektonische Durchbewegungen (Boudinage) die kleinen Einschlüsse geformt. Während und nach dieser Durchbewegung wurden die Einschlüsse zusammen mit dem Wirtgestein einer (oder mehreren) regionalen Metamorphose unterworfen, die weitgehend der Almandin-Amphibolitfazies entsprach.

Mit der Bildung von Kalksilikaten aus Carbonaten entstand in den Einschlüssen eine CO_2 -reiche Gasphase, die gegenüber der H_2O -reichen Gasphase des Gneises im Überschuss gebildet wurde. Dadurch entstand, wenigstens während den Reaktionen, ein Druckgefälle vom Einschluss zum Gneis hin, welches ein allseitiges Abwandern der Gasphase zur Folge hatte.

Zusammen mit CO_2 und H_2O konnte auch CaO, welches im Einschluss in grosser Menge vorhanden ist, abwandern. Dieser Abtransport von CaO bewirkte in der Randzone eine Konzentrationsabnahme des CaO, die zur Bildung der Mineralparagenesen der Randzone und damit zur Bildung der Randzone selbst führte.

Durch diesen vorwiegend einseitig verlaufenden Stofftransport vom Einschluss weg konnte das Einwandern von Stoffen aus dem Gneis, zumindest in den Einschlusskern, verhindert werden. Dies mag die enorme Resistenz der Kalksilikatfels-Einschlüsse gegenüber chemischer Umwandlung bis in anatektische Bedingungen hinein erklären.

Das Alter der Metamorphose darf, auf Grund der Mineralfazies (Amphibolitfazies) und aus den Beobachtungen in den Gneisen, als herzynisch bis vorherzynisch bezeichnet werden.

3. Die jüngere, endherzynische und alpine Metamorphose

Sowohl R. BÄCHLIN (1937) wie H. HENTSCHEL (1943) stellen in ihren Gebieten, wo keine mit unserer alpinen Metamorphose vergleichbare Metamorphose stattgefunden hat, eine oft recht intensive retrograde Umwandlung der Kalksilikatfels-Einschlüsse fest. Bei unseren Einschlüssen mag deshalb die jüngere Umwandlung auch schon bei der Druck- und Temperaturabnahme am Schluss der herzynischen Metamorphose begonnen haben. Sie wurde jedoch sicher alpin reaktiviert.

Folgende Eigenschaften sind für die jüngere Metamorphose der Kalksilikatfels-Einschlüsse typisch:

- a) Die jüngere Umwandlung hat die Einschlüsse sehr selektiv erfasst. Sie ist dort am stärksten, wo intensive, alpine Druckbewegungen stattgefunden haben.

- b) Neben einer durch den Ersatz von Grossular durch Klinozoisit und Calcit bedingten, fleckigen Umwandlung im Kern hat sich eine ebenfalls zonare, jüngere Randzone gebildet, die aus Mineralien der Grünschieferfazies besteht.
- c) Diese jüngere Randzone, welche sich sowohl vom Rand wie von Klüften aus entwickelt, kann weit über die ältere Randzone hinweg in den alten Kern hineingreifen (siehe Fig. 30, S. 102). Ist dies der Fall, dann treten auch im ursprünglich praktisch glimmerfreien Kern Biotit, Sericit und Chlorit zonar verteilt auf.

Diese Eigenschaften lassen sich zwanglos deuten, wenn man berücksichtigt, dass auch hier die Gasphase eine sehr wichtige Rolle spielt. Eine retrograde Metamorphose ist, da stets H_2O -reichere oder CO_2 -reichere Mineralparagenesen gebildet werden müssen, nur möglich, wenn entweder eine solche Gasphase im Gestein noch vorhanden ist oder aber eine solche von aussen zugeführt wird. Die nach der älteren Metamorphose eventuell noch vorhandene Restgasphase wird unter retrograden Bedingungen sofort mit den festen Phasen reagieren und die Reaktionen (1) und (2) (vgl. S. 119) nach links ablaufen lassen, bis diese Restgasphase ganz verbraucht ist. Das führte wahrscheinlich zu fleckigen Umwandlungen in den Einschlusskernen, besonders jener mit der grauen Innenzone.

Nun konnten weitere Reaktionen nur noch stattfinden, wenn von aussen H_2O und CO_2 zugeführt wurden. Das geschieht am leichtesten entlang Klüften und neu gebildeten S-Flächen – dort setzt die retrograde Umwandlung an. Mit der Gasphase wandern jedoch auch andere Stoffe, jetzt vorwiegend Alkalien und femische Bestandteile, aus dem Gneis. Es können sich neben Aktinolith, Zoisit, Klinozoisit und Calcit Glimmerminerale bis weit in den Kern hinein bilden, was nur durch Alkali-zufuhr erklärt werden kann.

Die unterschiedliche und an Klüften wie an S-Flächen erhöhte Wegsamkeit bedingt die Selektivität der jüngeren Umwandlung und die bevorzugte Entwicklung der jüngeren Randzone von Klüften aus. Es wird daraus auch verständlich, dass die Kalksilikatfels-Einschlüsse bei der niedriggradigeren, retrograden Metamorphose viel eher auch chemisch umgewandelt werden als bei der älteren hochgradigen, progressiven Metamorphose.

4. Zur Bildung von Diopsid und Grossular in alpinen Zerrklüften

In den alpinen Zerrklüften der bekannten Kalksilikatfels-Linse am Piz Tagliola, westlich des Arbeitsgebietes, treten neben Quarz, Aktinolith, Calcit und Epidot Grossular und Diopsid in grossen Mengen als Kluftminerale auf. Neubildung von Diopsid und Grossular in Klüften wurde auch an einem kleinen Einschluss im Fundament der Staumauer Curnera beobachtet. Die beiden Mineralien, die allgemein als typische Vertreter der Amphibolitfazies betrachtet werden und gesteinsbildend nur bei Temperaturen über $500^\circ C$ gebildet werden, treten hier in Zerrklüften auf, in welchen

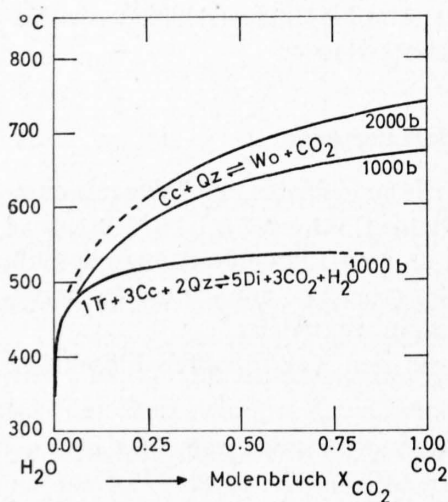
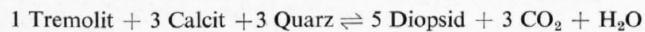


Fig. 42: Isobare Gleichgewichtskurven für Reaktionen bei der Metamorphose kalksilikatischer Paragenesen. Kurven aus H.G.F. WINKLER (1967).

wenigstens für die Quarzbildung nach H. A. STALDER (1964) nicht wesentlich über 150–200° Temperatur geherrscht haben.

Aus der von P. METZ & H. G. F. WINKLER (1964) experimentell bestimmten, isobaren Gleichgewichtskurve (Fig. 42) für die Reaktion:



geht hervor, dass Diopsid auch bei weit unter 500° C liegenden Temperaturen gebildet werden kann, wenn die Gasphase wenig bis kein CO₂ enthält. Diese Temperaturen können (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. P. Metz) ohne weiteres bis zu den oben genannten Temperaturen der alpinen Zerrklüfte reichen.

H. A. STALDER (1964) hat ferner durch Bestimmungen der gasförmigen und flüssigen Einschlüsse verschiedener Zerrkluftmineralien nachgewiesen, dass die bei deren Bildung anwesende Gasphase, auch wenn Calcit mit in der Kluftparagenese auftritt, viel H₂O und wenig bis kein CO₂ enthielt.

Es ist also möglich, dass Diopsid, der gesteinsbildend in Kalksilikatfelsen nur bei Temperaturen über 500° C in der Amphibolitfazies auftritt, in Klüften zusammen mit einer überwiegend aus H₂O bestehenden, flüchtigen Phase bei recht tiefen Temperaturen gebildet werden kann. Ähnlich dürften die Verhältnisse bei Grossular liegen, für welchen noch keine derartige Untersuchungen vorliegen.

IV. Zusammenfassung des II. Teiles

Kalksilikatfels-Einschlüsse sind sowohl im Gotthardmassiv als auch in anderen herzynischen (bzw. vorherzynischen) Gneisgebirgen häufige Begleiter der Paragneise. Im östlichen Gotthardmassiv treten sie weit verbreitet, einzeln oder lokal gehäuft, in den Paragneisen auf.

Die meistens einige Dezimeter grossen, oft linsigen Einschlüsse zeigen bei einem recht unterschiedlichen Aussehen des Kerns einen stets ähnlichen und oft doppelten, randlichen Zonarbau. Der ältere Zonarbau besteht aus Mineralien der Almandin–Amphibolitfazies und kann der herzynischen bis vorherzynischen Metamorphose zugeordnet werden. Der jüngere Zonarbau wird aus Mineralien der Grünschieferfazies aufgebaut und kann bei einer retrograden Umwandlung bei der endherzynischen Abkühlung und, intensiver reaktiviert, bei der alpinen Metamorphose entstanden sein.

Auf Grund der eindeutigen primären Sedimentschichtungen in Form von Kleinrippelschichtungen kann nachgewiesen werden, dass ein klastisches Sediment das Ausgangsmaterial der Einschlüsse bildete. Dieses aus kalkigen oder kalkig-mergeligen Sandsteinen bestehende Sediment war in Form von Lagen und Schmitzen in eine Serie von Grauwacken eingelagert.

Die tektonische Durchbewegung – Boudinage und zusätzliche plastische und rupturale Deformation – ist verantwortlich für die heutige Form der Einschlüsse.

Der Zonarbau entstand durch Reaktion der Einschlüsse mit dem Gneis während verschiedenen Metamorphosen. Aus dem Chemismus geht hervor, dass die ältere, herzynische bis vorherzynische Metamorphose den älteren Zonarbau vorwiegend dadurch bewirkte, dass – zusammen mit der bei progressiver Metamorphose carbonatischer Gesteine entstehenden CO₂-reichen Gasphase – CaO vom Einschluss abtransportiert wurde. Der sehr selektiv ausgebildete, jüngere Zonarbau kann durch Zufuhr von Alkalien und femischen Bestandteilen in einer Gasphase bei retrograder Metamorphose erklärt werden.

Die Bildung von Grossular und Diopsid in alpinen Zerrklüften bei recht niedriger Temperatur kann durch die dort anwesende H₂O-reiche Gasphase erklärt werden.

Zusammenfassung

Das Arbeitsgebiet liegt in den altkristallinen Gesteinen des nordöstlichen Gotthardmassivs in der Gemeinde Tavetsch im Bündner Oberland. Untersuchungsobjekte dieser Arbeit waren vor allem die durch Kraftwerkbauten der Kraftwerke Vorderrhein AG neu und zeitlich begrenzt erschlossenen Aufschlüsse.

Im ersten Teil werden die Gesteine der Region Nalps-Curnera und deren Metamorphose behandelt. Diese Region baut sich auf aus verschiedenen, polymetamorphen Paragneistypen, Mischgneisen und Orthogneisen, die zahlreiche Einschlüsse von Kalksilikاتفelsen, Amphiboliten und seltener Diorite, Ultrabasite und Marmorlinsen enthalten. Bei den Paragneisen werden Disthen-Sillimanitgneise und hypersthenführende Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse neu beschrieben. Die letzteren sind in Granulitfazies geprägt. Als spezieller Gesteinstyp wird der bisher zu den Paragneisen gerechnete Glimmer-Plagioklasgneis vom Typus Piz Paradis (Paradis-Gneis) ausgeschieden. Dieses an Scholleneinschlüssen sehr reiche Gestein ist wahrscheinlich zu vorherzynischer Zeit als Quarzdiorit bis Granodiorit aus einer mobilen Masse gebildet worden. Die Misch- und Orthogneise treten im speziell untersuchten Gebiet nur untergeordnet auf. Sie werden als vorherzynische, teils intrusive, teils in situ anatektisch entstandene Gesteine betrachtet.

Die vorherzynischen, teilweise syngenetischen Einschlüsse der Gneise bestehen aus Kalksilikاتفelsen, Marmoren, Amphiboliten, Ultrabasiten, Dioriten und Quarziten, die alle linsenförmig in die herzynisch geprägten Gneise eingelagert sind.

Als Gesteine, die teilweise gangförmig auftreten, werden Pegmatite, pegmatoide Gesteine, Quarzgänge und intermediäre Gänge beschrieben. Die Pegmatite sind teilweise vorherzynischen Alters; die intermediären Gänge werden hingegen zu den jungherzynischen Intrusivgesteinen gerechnet.

Schliesslich durchziehen alpine Scherzonen mit Schiefern und Phylloniten alle altkristallinen Gesteine im Innern des Massivs und bauen dessen nördlichsten Teil auf.

Bei der Beschreibung der Gesteine wird versucht, auf Grund von Kriterien aus dem Gefüge und aus Gefügeumwandlungen, aus der Mineralfazies und aus Mineralumwandlungen die Mineralbestände der verschiedenen Gesteine in Mineralgenerationen aufzugliedern, die je nach Gestein einer vorherzynischen, einer herzynischen und einer alpinen Metamorphose zugeordnet werden. Als Kriterien wurden auch Isotopen-Altersbestimmungen an Mineralien verwendet.

Die älteste, erkennbare Mineralgeneration (erste Generation) ist in den Gneisen nur reliktsch aus dem Gefüge und aus Mineralumwandlungen zu erkennen. Diese vorherzynische Mineralgeneration baut aber das Hauptgefüge der hypersthenführenden Granat-Biotit-Alkalifeldspatfelse der hypersthenführenden Quarzdiorite und der Biotit-Hornblende-Pyroxenitscholle sowie anderer Gesteine auf. Das Gefüge dieser Gesteine ist vorwiegend massig und oft granoblastisch. Sie gehören teilweise zur Granulitfazies.

Die herzynische Mineralgeneration (zweite Generation) besteht aus Mineralien der Almandin-Amphibolitfazies, die in die typisch herzynischen Gefüge mit der Kristallisationsschieferung und dem Streifenlinear eingeregelt sind, wobei lokal auch Disthen und Sillimanit eingeregelt auftreten. Diese Mineralgeneration baut den Hauptmineralbestand der meisten Gneise auf.

Die alpine Mineralgeneration (dritte Generation) ist praktisch in allen Gesteinen untergeordnet vorhanden, sie baut aber den Hauptmineralbestand der Gesteine der alpinen Scherzonen und mancher anderer stark retrograd umgewandelter Gesteine auf. Ihre Mineralparagenesen gehören zur Grünschieferfazies.

Diese Abfolge der Metamorphosen mit ihren Mineralbeständen und Gefügen wird an einem Komplex mit vorherzynischen, massigen Gesteinen, die vorwiegend als Linsen in herzynisch geprägte

Gneise eingeschlossen sind, gezeigt. An diesen Gesteinen kann auch die vorherzynische Metamorphose in Granulitfazies nachgewiesen werden. Die vorherzynischen Gesteinsrelikte gehen randlich und in vergneisten Zonen über in typisch herzynische Gefüge (Streifenlinear), und die Neubildung von Mineralparagenesen der Almandin-Amphibolitfazies kann anhand Umwandlungen von Mineralien parallel zur Neuprägung der Gefüge gezeigt werden.

Die Tektonik betreffend werden die vorherzynischen, herzynischen und alpinen Gefügeelemente diskutiert, und die Überprägung des Altkristallins durch die alpine Metamorphose wird behandelt. Dabei entstehen am Nordrand des Massivs alpin penetrativ neugeprägte Schiefer und Phyllonite und im Innern des Massivs schmale Scherzonen mit ähnlichen Gesteinen. Zwischen diesen Scherzonen sind die voralpinen Gefüge fast vollständig erhalten.

Im zweiten Teil werden die Kalksilikatfels-Einschlüsse behandelt. Diese sowohl im Gotthardmassiv als auch in anderen herzynischen Gneisgebirgen bekannten Einschlüsse finden sich im nordöstlichen Gotthardmassiv weit verbreitet und lokal vorwiegend in den Paragneisen gehäuft.

Die meistens einige Dezimeter grossen Einschlüsse besitzen bei einem recht unterschiedlichen Aussehen des Kerns einen oft doppelten randlichen Zonarbau. Der ältere Zonarbau besteht aus Mineralparagenesen der Almandin-Amphibolitfazies, der jüngere aus solchen der Grünschieferfazies. Der ältere wurde voralpin, der jüngere vorwiegend alpin gebildet.

Anhand der eindeutigen Sedimentschichtungen (Kleinrippelschichtungen) kann gezeigt werden, dass die Kalksilikatfels-Einschlüsse primär als klastische Sedimente kalkreicherer Zusammensetzung in einer Serie von tonigen Grauwacken (heutige Paragneise) abgelagert worden sind.

Durch tektonische Deformation und durch Metamorphose erhielten sie die heutige linsige Form und den Zonarbau. Der ältere Zonarbau wurde im wesentlichen dadurch gebildet, dass zusammen mit einer CO_2 -reichen Gasphase CaO vom Einschluss weggeführt wurde. Der selektiv ausgeprägte, jüngere Zonarbau kann erklärt werden durch Zufuhr einer mobilen Phase, die Alkalien und femische Bestandteile neben CO_2 und H_2O enthielt.

Literaturverzeichnis¹⁾

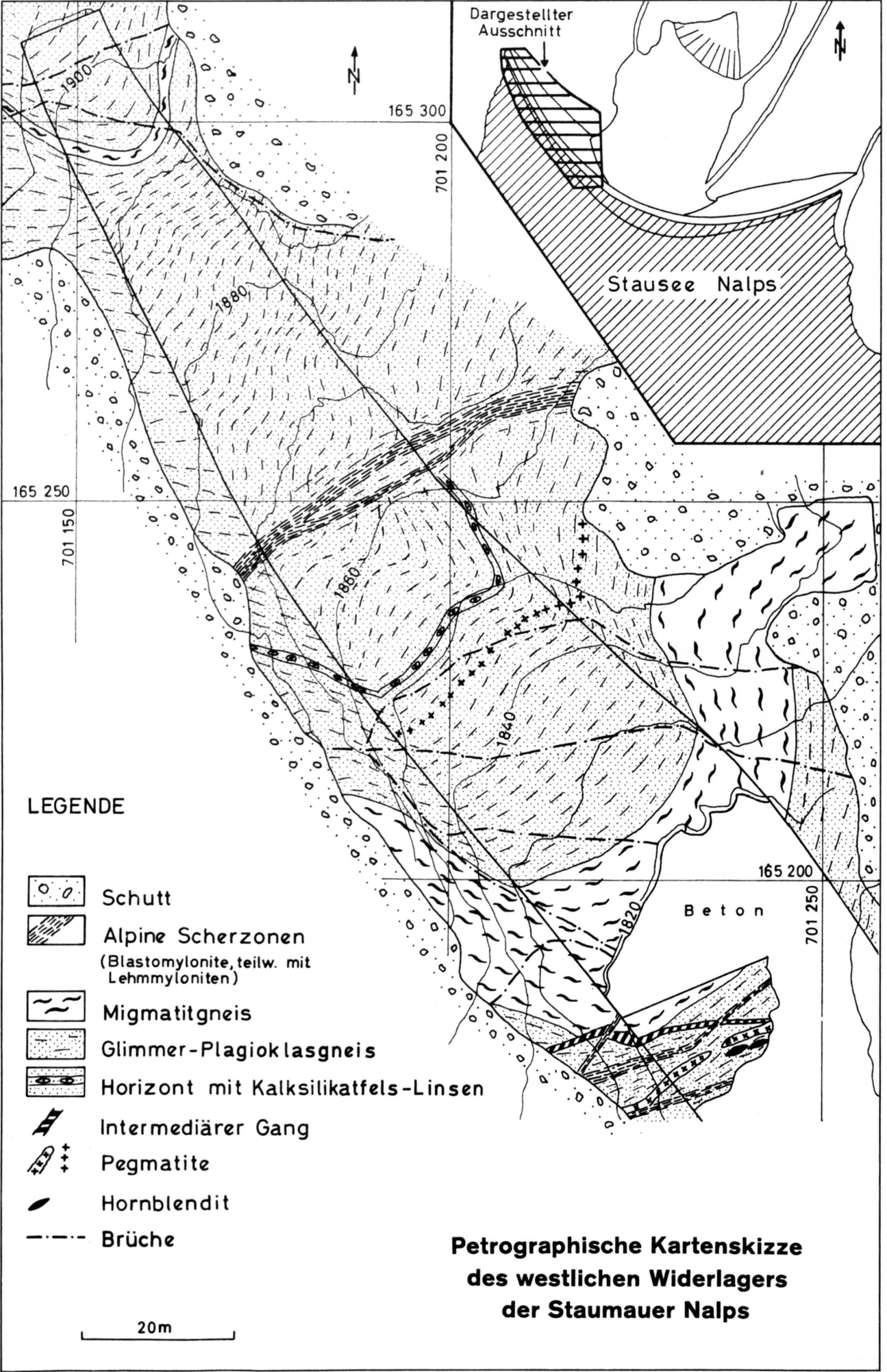
SMPM = Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt.
Eclogae = Eclogae geol. Helv.

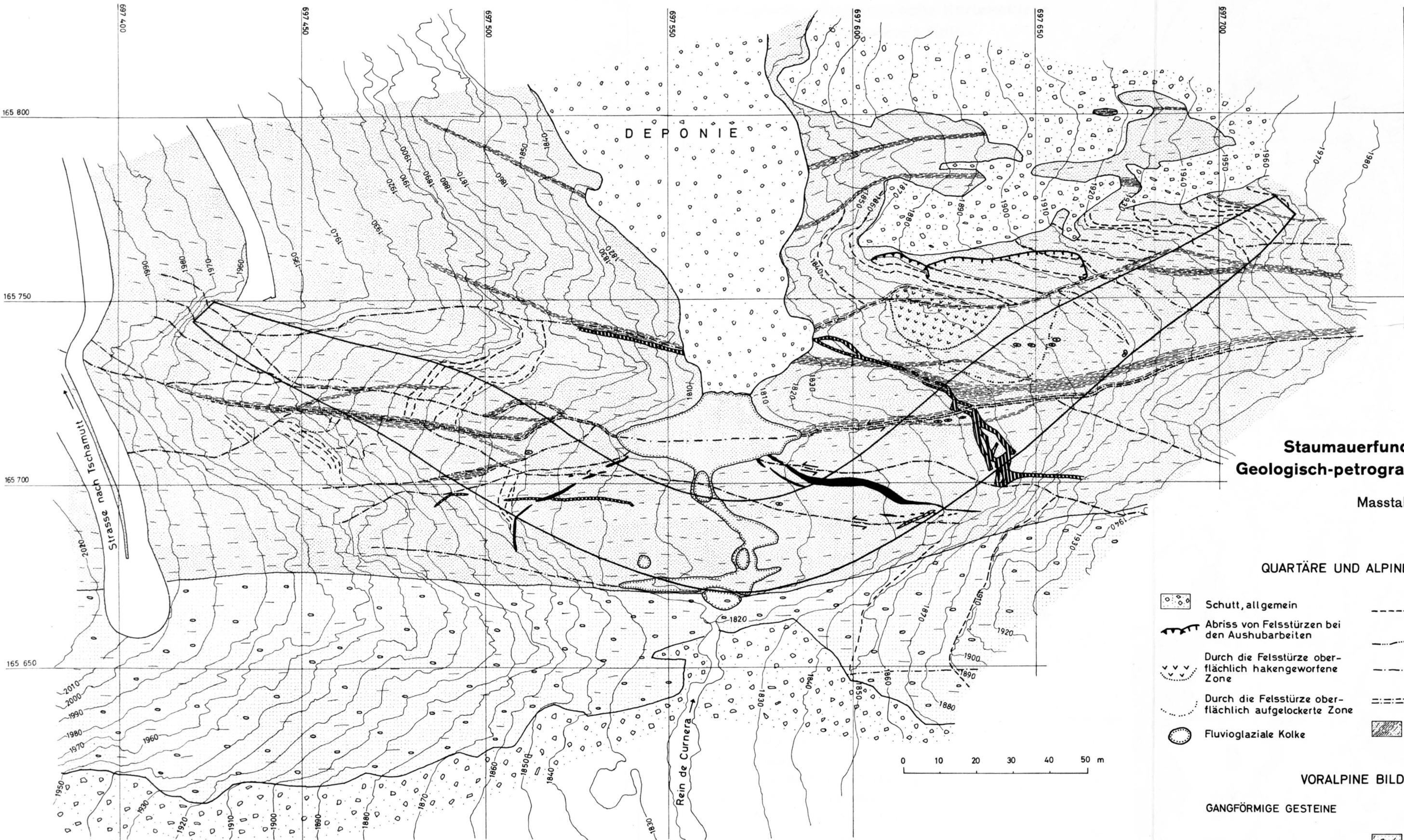
- ALTHAUS, E. (1967): *The Triple Point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. An Experimental and Petrologic Study.* – Contr. Mineral. Petrol. 16, p. 29.
- AMBÜHL, E. (1930): *Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt.* – SMPM 9, 1929, p. 265.
- ARNOLD, A. & JÄGER, E. (1965): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite.* – Eclogae 58, p. 369.
- BÄCHLIN, R. (1937): *Geologie und Petrographie des M. Tamara-Gebietes (südliches Tessin).* – SMPM 17, p. 1.
- BROWN, G. (1961): *The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals.* – Mineral. Soc. (Clay Mineral Group), London.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). – Wepf, Basel.
- CHADWICK, B. (1965): *The Structural and Metamorphic Geology of the Lukmanier Region, Ticino-Grisons, Switzerland.* – Thesis Imperial College, Univ. London [unpubl.].
- ECKHARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen.* – Diss. Zürich.
- FEHR, A. (1956): *Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavrägia-Piz Cavel und Obersaxen-Lumbrin (Gotthard-massiv-Ostende).* – SMPM 36, p. 349.
- FREY, M. (1969): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 137.
- FRI TSCH, K. VON (1873): *Das Gotthardgebiet.* – Beitr. geol. Karte Schweiz 15.
- GRAUERT, B. (1966): *Rb-Sr Determinations on Orthogneisses of the Silvretta (Switzerland).* – Earth and Planetary Sci. Letters 1, p. 139.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A. (1968): *Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvretta und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen).* – Contr. Mineral. Petrol. 20, p. 34.
- GREENWOOD, H. J. (1963): *The Synthesis and Stability of Anthophyllite.* – J. Petrol. 4, p. 317.
- GRUBENMANN, U. (1914): *Der Granat aus dem Maigelstal im Bündneroberland und seine Begleitmineralien.* – Festschr. Dozentenschaft Univ. Zürich.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): *Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv.* – SMPM 42, p. 6.
- (1963): *Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. – I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass).* – SMPM 43, p. 235.
- GRÜNENFELDER, M. & HAFNER, S. (1961): *Das Zirkonalter granitischer Gesteine aus dem Gotthardmassiv.* – Experientia 17, p. 295.
- (1962): *Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits.* – SMPM 42, p. 169.
- GRÜNENFELDER, M., HOFMÄNNER, F. & GRÖGLER, N. (1964): *Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrographische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. – II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv.* – SMPM 44, p. 543.
- HAFNER, S. (1958): *Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St.-Gotthardpass und Nufenenpass).* – SMPM 38, p. 255.
- HEIM, ALB. (1921): *Geologie der Schweiz. Bd. 2: Die Schweizer Alpen.* – Tauchnitz, Leipzig.
- HENTSCH, H. (1943): *Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien).* – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 55, p. 1.
- HINRICHS, T. (1967): *Über den Stabilitätsbereich der Mg-Fe²⁺-Al-Mischkristallreihe rhombischer Hornblenden. Teil I: Hydrothermale Untersuchungen der Anthophyllit-Ferroanthophyllit-Mischkristallreihe.* – N. Jb. Mineral., Mh 9/10, p. 257.
- HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv.* – SMPM 23, p. 72.
- ILLIES, H. (1949): *Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung.* – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 19, p. 89.
- JÄGER, E. (1962): *Rb-Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps.* – J. geophys. Res. 67, p. 5293.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. & WÜTHRICH, H. (1961): *Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen.* – SMPM 41, p. 255.
- JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1964): *Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation.* – SMPM 44, p. 61.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 134.
- KARL, F. (1952): *Über einige tektonische und petrographische Beobachtungen im Gotthard- und Aarmassiv und im Raume nördlich Bellinzona.* – Verh. geol. Bundesanst. 4, p. 205.

¹⁾ Für ältere Literatur aus dem Gotthardmassiv, die hier nicht zitiert wird, sei auf E. NIGGLI (1944) verwiesen.

- KRUMMENACHER, D. (1959): *Le Cristallin de la région de Fully (Valais)*. – SMPM 39, p. 151.
- KVALE, A. (1957): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten*. – SMPM 37, p. 398.
- (1966): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten*. – Sonderveröff. schweiz. geotechn. u. schweiz. geol. Komm.
- LABHART, T.P. (1965): *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 124.
- MEHNERT, K.R. (1953): *Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge (ohne Zufuhr)*. – Geol. Rdsch. 42, p. 4.
- (1953): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald I*. – N.Jb. Mineral., Abh. 85, p. 59.
- (1957): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II*. – N.Jb. Mineral., Abh. 90, p. 39.
- (1962): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald III*. – N.Jb. Mineral., Abh. 98, p. 208.
- (1962): *Zur Systematik der Migmatite*. – Kristallinkum 1, p. 95.
- METZ, P. & WINKLER, H.G.F. (1964): *Experimentelle Untersuchung der Diopsidbildung aus Tremolith, Calcit und Quarz*. – Naturwissenschaften 51, p. 460.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. – Eclogae 56, p. 755.
- NEUMANN, H., SVERDRUP, T. & SAEBO, P.C. (1957): *X-Ray Powder Patterns for Mineral Identification. III: Silicates*. – Avh. norske Vid.-Akad., I. mat.-natv. Kl. 6.
- NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs*. – SMPM 24, p. 58.
- (1948): *Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv*. – SMPM 28, p. 165.
- (1953): in J. CADISCH: *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). – Wepf, Basel.
- (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. – Int. geol. Congr. Copenhagen, Rept. 21st. Sess. Norden 13, p. 132.
- (1967): *Exkursion Nr. 21: Brig–Gletsch–Furkapass–Andermatt–Oberalppass–Disentis*. – Geol. Führer Schweiz 5, p. 362. Wepf, Basel.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. – Eclogae 58, p. 335.
- NIGGLI, P. (1934): *Das Gotthardmassiv*. – Geol. Führer Schweiz 2, p. 193. Wepf, Basel.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. & WINTERHALTER, R.U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 14.
- NIGGLI, P. & STAUB, W. (1914): *Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 45/III.
- OBERHOLZER, W. (1955): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. – SMPM 35, p. 320.
- PETERS, T. (1963): *Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos*. – SMPM 43, p. 529.
- PETITJOHN, F.J. (1963): *Chemical Composition of Sandstones – Excluding Carbonate and Volcanic Sands*. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 440–S, p. 1.
- PLESSMANN, W. (1957): *Zur Tektonik und Metamorphose der Bündnerschiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs*. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, 1, p. 18.
- Preiswerk, H. & Reinhard, M. (1934): *Geologische Übersicht über das Tessin*. – Geol. Führer Schweiz 3, p. 190. Wepf, Basel.
- RAMDOHR, P. (1960): *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. – Akademie-Verlag, Berlin.
- SANDER, B. (1948/1950): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper* (1. und 2. Teil). – Springer, Wien.
- SAUSSURE, H.B. DE (1796): *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève* (Tome 4). – L. Fauche-Borel, Neuchâtel.
- SCHEUMANN, K.H. (1961): *«Granulit», eine petrographische Definition*. – N.Jb. Mineral., Mh., p. 75.
- SCHMID, R. (1967): *Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea–Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien)*. – SMPM 47, p. 935.
- SCHÜRMANN, K. (1967): *Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil I: Zur Stabilität der Cumingtonite*. – N.Jb. Mineral., Mh., p. 270.
- SHAPIRO, L. & BRANNOCK, W.W. (1956): *Rapid Analysis of Silicate Rocks. – A contribution to Geochemistry*. Revised from Circular 165 (1952). – Bull. U.S. geol. Surv. 1036-C.
- STALDER, H.A. (1964): *Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet (Mittleres Aarmassiv)*. – SMPM 44, p. 187.
- STAPFF, F.M. (1880): *Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels*. – Spezialbeil. Quartalber. des Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung.
- STAUB, R. (1948): *Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge*. – SMPM 28, p. 422.
- STECK, A. (1966): *Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 130.

- STEIGER, R.H. (1962): *Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St.Gotthard- und Lukmanierpass.* – SMPM 42, p.381.
- (1964): *Dating of Orogenic Phases in the Central Alps by K–Ar Ages of Hornblende.* – J.geophys. Res. 69, p. 5407.
- STRECKEISEN, A. (1928): *Geologie und Petrographie der Flüelagruppe.* – SMPM 8, p.87.
- THEISEN, R. (1965): *Quantitative Electron Microprobe Analysis.* – Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- TRÖGER, W. E. (1959): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* – Schweizerbart, Stuttgart.
- WAARD, D. DE (1965): *The Occurrence of Garnet in the Granulite-Facies Terrane of the Adirondack Highlands.* – J. Petrol. 6, p.165.
- WEIBEL, M. (1961): *Die Aluminiumbestimmung in der chemischen Silicatanalyse.* – Z. analyt. Chem. 184, p.322.
- WENK, E. (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit–Plagioklas.* – SMPM 42, p.139.
- (1963): *Zur Definition von Schiefer und Gneiss.* – N.Jb.Mineral., Mh., p.97.
- (1967): In E.JÄGER, E.NIGGLI, E.WENK: *Rb–Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 134.
- WINCHELL, H. (1958): *The composition and physical Properties of garnet.* – Amer. Mineralogist 43, p.595.
- WINKLER, H.G.F. (1965, 1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine* (1. bzw. 2 Aufl.). – Springer, Berlin.
- WINTERHALTER, R.U. (1930): *Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs.* – SMPM 10, p.38.
- WUNDERLICH, H.G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündnerschiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs.* – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, 1, p.1.
- WÜTHRICH, H. (1965): *Rb–Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv.* – SMPM 45, p.875.
- ZWAAN, P.C. (1954): *On the Determination of Pyroxenes by X-Ray Powder Diagrams.* – Leidse geol.Meded. 19.





Staumauerfundament Curnera
Geologisch-petrographische Kartenskizze

Masstab 1:1000

QUARTÄRE UND ALPINE BILDUNGEN

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Schutt, allgemein | | Flachliegende Klüfte
(TEILW. MIT QUARZBÄNDERN, CHLORIT,
KALZIT UND ERZMINERALIEN) |
| | Abriss von Felsstürzen bei
den Aushubarbeiten | | Hangklüfte |
| | Durch die Felsstürze ober-
flächlich hakengeworfene
Zone | | Brüche |
| | Durch die Felsstürze ober-
flächlich aufgelockerte Zone | | Lehmylonite |
| | Fluvioglaziale Kolke | | Alpine Scherzonen,
Blastomylonite |

VORALPINE BILDUNGEN

GANGFÖRMIGE GESTEINE

- | | |
|--|------------------------------------|
| | Quarzgänge, vererzt
evtl. alpin |
| | Porphyrite |
| | Pegmatite |

GNEISE

- | | |
|--|---|
| | Glimmerreicher Augengneiss |
| | Glimmer-Plagioklasgneiss
(VORW. ALBIT-OLIGOKLASGNEISS) |
| | grössere Kalksilikatfels-
Einschlüsse |

