

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 24 (1944)
Heft: 1-2

Artikel: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs : petrographisch-geologische Untersuchungen
Autor: Niggli, Ernst
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-20464>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 16.01.2026

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

Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs

Petrographisch-geologische Untersuchungen

Von *Ernst Niggli* (Zürich)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	60
Einleitung	61
Bemerkung zur Nomenklatur der Feldspäte	63
Verzeichnis der Abkürzungen	64
Überblick und Problemstellung	64
Kurzer historischer Rückblick	69
1. TEIL: Das Altkristallin (mit seinen herzynischen Intrusionen)	
A. Das Altkristallin des nordöstlichen Gotthardmassivs	72
I. Die Gesteinstypen, Physiographie und Genesis	74
a) Die Gneise und ihre syngenetischen Einlagerungen	74
α) Die Paragneise, Paraschiefer und Quarzite	75
1. Albitoligoklasgneise	76
2. Andesinlabradorgneise	79
3. Sillimanitgneise	85
4. Kalksilikattfelseinschlüsse	86
5. Serizit-Biotitgneise, Serizit-Muskowitgneise und Chloritgneise	95
6. Phyllite	97
7. Quarzite	98
β) Die Orthogneise	98
γ) Die Misch- und Injektionsgneise	99
δ) Die Amphibolite	102
1. Granatamphibolite	102
2. Gewöhnliche und Biotit-Amphibolite	103
3. Hornfelsartige Amphibolite, Quarzamphibolite und ähnliche Gesteine	103
4. Biotitstrahlsteinfelse	104
b) Die Pegmatite und Quarzgänge	104
c) Die Diorite und Quarzdiorite	106
d) Die intermediären Ganggesteine	109
II. Zur Tektonik des altkristallinen Kerns des nordöstlichen Gotthardmassivs	121
III. Zur alpinen Metamorphose im altkristallinen Kern des nordöstlichen Gotthardmassivs	122

	Seite
IV. Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Paramaterials des gotthardmassivischen Altkristallins	125
B. Das Altkristallin des westlichen Tavetscher Zwischenmassivs	132
I. Die Gesteinstypen, Physiographie und Genesis	135
a) Die Paragneise (inkl. hornfelsartige Gesteine)	135
b) Die Paraschiefer	149
c) Die Injektions- und Mischgneise	153
α) Die Injektionsgneise des westlichen und zentralen Teils des Untersuchungsgebietes	153
β) Die Na-Kaliumfeldspatführenden Mischgneise im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes	155
d) Die Amphibolite und Grünschiefer	157
α) Amphibolite	157
β) Grünschiefer	160
e) Die ultrabasischen Gesteine	161
f) Die Quarzporphyre	164
α) Gewöhnliche Quarzporphyre	164
β) Felsitische, meist turmalinführende Quarzporphyre	165
g) Die Pegmatite, Quarzgänge und Vererzungen	166
α) Pegmatite	166
β) Quarzgänge und Vererzungen	168
II. Der altkristalline Kern des Tavetscher Zwischenmassivs als Ganzes	170
a) Der Gesteinsinhalt	170
b) Ausmass und Verteilung der alpinen Metamorphose	171
c) Tektonik des westlichen Tavetscher Zwischenmassivs	171
C. Das Altkristallin am Südrand des Aarmassivs und die Frage der Abgrenzung des Tavetscher Zwischenmassivs vom Aarmassiv	172
I. Grenzgebiet Aarmassiv- Tavetscher Zwischenmassiv von Disentis bis Val Strem	175
II. Grenzgebiet Aarmassiv- Tavetscher Zwischenmassiv westlich Val Strem	181
III. Zusammenfassung	183
2. TEIL: Das nachgranitische Permokarbon und das Mesozoikum (Die alpinen Muldenzonen)	
A. Die Urseren-Garvera-Mulde; Lithologie, Stratigraphie und Tektonik	184
I. Übersicht und Bemerkungen zur tektonischen Lagerung der Urseren-Garvera-Mulde im untersuchten Gebiet	185
II. Das nachgranitische Permokarbon	190
a) Allgemeine Bemerkungen	190
b) Die Gesteinstypen	191
c) Der Kontakt des nachgranitischen Permokarbons mit dem Altkristallin des Gotthardmassivs	206
d) Bemerkungen zur Stratigraphie des nachgranitischen Permokarbons der Urseren-Garvera-Mulde	209
III. Das Mesozoikum	211
a) Die Gesteinstypen	211
α) Triasische Gesteine	212
β) Jurassische Gesteine	215

	Seite
b) Stratigraphie	219
c) Vergleich mit alpinem Mesozoikum aus andern Gebieten	225
IV. Die Schuppungszone am Nordrand der Urseren-Garvera-Mulde	230
B. Die Urseren-Garvera-Mulde als metamorphe Provinz	233
I. Primärer und metamorpher Mineralbestand	234
II. Verhalten der einzelnen Gesteine	236
III. Gesteinschemismus und metamorpher Mineralbestand	237
a) Berechnungsweise einer Standard-Epinorm	238
b) Anwendung der Epinormberechnung auf die Chloritoidschiefer- serie und die Magnetitphyllite	243
C. Die Disentiser Mulde	251
D. Die Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon	254
I. Quarzporphyre	255
II. Keratophyre	256
a) Keratophyre der Disentiser Mulde	257
b) Der Hämatit-Albitkeratophyr am Südrand des Tavetscher Zwi- schenmassivs	259
III. Basische Eruptivgesteine	266
IV. Die provinziellen Verhältnisse in den Zentralmassiven und den hel- vetischen Decken	268
V. Die Spilit-Keratophyrserie als besonderer Provinzialtypus	275
3. TEIL: Die alpinen Muldenzonen und das Tavetscher Zwischen- massiv in ihren Beziehungen zur alpinen Grosstektonik	282
4. TEIL: Bemerkungen zu Quartär und Morphologie	287
Erläuterung zur petrographisch-mineralogischen Kartenskizze 1 : 25 000	291
Zusammenstellung der Gewichtsprocente und Molekularwerte der neuen Gesteinsanalysen	293
Literaturverzeichnis	294

Vorwort

Im Sommer 1940 begann ich, auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI die geologisch-petrographischen Untersuchungen im Gebiet von Sedrun. 1941—1943 wurden die Aufnahmen nach Westen bis zur Oberalppasshöhe und nach Osten bis zur Lukmanierstrasse ausgedehnt. Die mikroskopischen und die andern experimentellen Arbeiten wurden jeweils während den Wintersemestern im mineralogisch-petrographischen Institut der E. T. H. und der Universität Zürich durchgeführt.

Meinem Vater, Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI, verdanke ich die erste Einführung in die Geologie und Petrographie des Tavetscher Tals, eines seiner alten Arbeitsgebiete. Eine grosse Hilfe waren mir seine Feldbücher und Kartierungen, die manche bisher nicht veröffent-

lichte Beobachtung enthalten. Es ist mir eine liebe Pflicht, ihm für alles herzlich zu danken.

Ich freue mich, an dieser Stelle den Herren Professoren C. BURRI, E. BRANDENBERGER, J. JAKOB und R. L. PARKER für ihre mannigfachen Ratschläge, die sie mir während meiner Studienzeit stets bereitwillig gaben, meinen Dank aussprechen zu können. Herr Prof. J. JAKOB führte für mich 8 Gesteinsanalysen durch, ohne die die Arbeit nur unvollständig gewesen wäre. Herr Prof. E. BRANDENBERGER war stets bereit, mir bei röntgenographischen Untersuchungen seine wertvolle Unterstützung zu geben; ihm verdanke ich die Aufnahme vieler Pulverdiagramme.

Dankbar gedenke ich der vielen geologischen Exkursionen nach Bünden und ins Wallis unter Leitung von Herrn Prof. R. STAUB, der in mir Verständnis und Freude für die Probleme alpiner Tektonik weckte.

Manches unvergessliche Felderlebnis und viele anregende wissenschaftliche Diskussionen verbinden sich mit meinem Freunde W. HUBER, der das nördlich anschliessende Aarmassiv bearbeitet. Mein Terrainnachbar im Süden, H. M. HUBER, hat mir mit grosser Begeisterung in manchen gemeinsamen Exkursionen sein Arbeitsgebiet gezeigt; mein Freund und Studienkollege W. NABHOLZ hat einen nicht geringen Anteil daran, dass auch die geologisch-tektonische Seite nicht zu kurz kam. Unsere gegenseitigen Terrainbesuche werden mir immer in Erinnerung bleiben. Ihnen allen und auch meinen anderen Studienkameraden gilt mein herzlichster Dank.

In uneigennütziger Weise haben mir die beiden Tavetscher Strahler AMBROSI CAVENG und JOH. A. HITZ ihre reichen Kenntnisse über die Minerallagerstätten des Bündner Oberlandes zur Verfügung gestellt; manchen schönen Mineralfund und auch einige geologische Beobachtungen verdanke ich diesen beiden scharfen Naturbeobachtern, die unermüdlich und mit grosser Liebe zur prächtigen Kristallwelt unserer Zentralalpen das ganze Bündner Oberland durchstreift haben.

Einleitung

Das bearbeitete Gebiet liegt in der Quellregion des Vorder- rheins; es ist wie folgt umgrenzt: im Süden schliesst es an die Aufnahmen von H. M. HUBER (41) an; die Grenze verläuft ungefähr in der Mitte der grossen Seitentäler Val Nalps und Val Cornera. Die Ostgrenze wird durch den Medelser Rhein gebildet; im Westen konnte an die Aufnahmen von E. AMBÜHL (1) angeschlossen werden.

Die Nordgrenze verläuft etwas unregelmässig; im Grossen geht sie einer geraden Linie von der Oberalppasshöhe nach Disentis parallel. Geographisch gesehen, umfasst das Arbeitsgebiet also den Hauptaltrog und den nördlichen Teil der südlichen Seitentäler des Vorderrheintales vom Oberalpsee bis Disentis. Politisch gehört der grösste Teil zur Gemeinde Tavetsch (roman. = Tujetsch, mit den Dörfern Sedrun, Ruèras, Tschamut, Selva, Cavorgia, Bugnei und Mompé Tavetsch); der restliche, mehr östliche Teil liegt in den Gemeinden Disentis (roman. = Muster) und Medels. Das Tavetschtal liegt gänzlich im Bereich unserer vierten Landessprache, dem Rätoromanischen. An Fläche umfasst das untersuchte Gebiet ungefähr 100 km²; der höchst gelegene Punkt ist der Gipfel des Piz dil Maler (2793 m). In (88) befindet sich ein von G. STUDER gezeichnetes „Panorama vom Piz del Maler“. Vollständig enthalten ist das bearbeitete Gebiet im Überdruckblatt Oberalp (1:50000) des topographischen Atlases der Schweiz.

Im Verlauf der vier Feldsommer wurden 1700 Handstücke gesammelt; von 600 Belegstücken wurden Dünnschliffe angefertigt. Ausserdem stand mir die reichhaltige Sammlung meines Vaters mit ca. 100 Dünnschliffen aus dem Tavetsch zur Verfügung. Weitere 100 Dünnschliffe einer Sammlung von Herrn Dr. BIAESCH erwiesen wertvolle Dienste. 60 Dünnschliffe aus dem Tavetsch, die bei der Bearbeitung des Buches „Die Mineralien der Schweizeralpen“ (68) angefertigt worden waren, ergänzten vorteilhaft meine eigenen Aufsammlungen.

Zur Kartierung standen mir die ersten Probezeichnungen der neuen photogrammetrischen Aufnahmen des Blattes Disentis (= alte Blätter Amsteg und Six Madun) im Masstab 1:25000 zur Verfügung. Die der Arbeit beigelegte petrographisch-geologische Kartenskizze ist gegenüber den Originalaufnahmen vereinfacht und schematisiert.

Nicht ohne Nutzen sind vielleicht einige Bemerkungen zur Schreibweise der Orts- und Flurnamen. Wir besitzen heute im RÄTISCHEN NAMENBUCH (72) eine vorzügliche und sehr reichhaltige Sammlung von Orts- und Flurnamen des Kantons Graubünden, die sich streng an die ortsübliche Aussprache hält, dabei aber alle komplizierten sprachwissenschaftlichen Zusatzzeichen vermeidet. Schon in „Die Mineralien der Schweizeralpen“ (68) ist neben der Schreibweise der Siegfriedblätter diejenige des rätischen Namenbuches mitangeführt. In der vorliegenden Arbeit wurde folgendes Verfahren angewendet: Namen, die nicht auf der Siegfriedkarte angegeben sind, wurden durchwegs in der Schreibweise des Rätischen Namenbuches angeführt; die in der offiziellen Landeskarte enthaltenen Namen dagegen wurden der leichteren Auffindbarkeit halber in der Schreibweise der Siegfriedkarte gegeben und zwar wurde für Blatt Six Madun die im Jahre 1931 gedruckte

Ausgabe (mit Nachträgen bis 1928) als Vorlage genommen. Da jedoch zu hoffen ist, dass die wohl bald erscheinenden Blätter der neuen Landeskarte sich den Vorschlägen des Rätischen Namenbuches anschliessen werden, gebe ich im folgenden eine Liste derjenigen Namen, die in den neueren Ausgaben der Landeskarte von denen des Rätischen Namenbuches verschieden sind. Das Rätische Namenbuch stimmt dabei in allen mir bekannten Fällen mit der tatsächlichen Aussprache der Tavetscher Bevölkerung überein. Namen, die sowohl einfach wie zusammengesetzt vorkommen (z. B. Mila (Dorf) und Val Mila) sind nur einmal aufgeführt und zwar beim nicht zusammengesetzten Namen.

Siegfriedkarte	Rätisches Namenbuch	Siegfriedkarte	Rätisches Namenbuch
Berschaus	Barschaus	Perdatsch	Pardatsch
Bugnei	Bugnai	Piz ..	Pez
Chischlè	Caschle	Piz dil Maler	Pez dal Maler ¹⁾
Cornera	Curnera	Piz Tegliola	Pez Tagliola
Crest Montatsch	Crest Muntatsch	Plaun grond	Plaun gron
Culm ..	Cuolm ..	Pontaningen	Putnengia
Fil Alpetta	Fil da l'Alpetta	Prau sura	Prau su
Giuf	Giuv	Regada	Rieda
Lago Toma	Lai la Toma	Sa. Brida	Sontga Brida
L. de Siarra	Lai da la Siara	St. Gada	Sontga Gada
L. Maighels	Lais da Maighels	St. Placi	Sogn Placi
Las Puozas	Pozzas	Stavel sex	Stavels secs
Las ..	wird weggelassen	Surpalix	Surplits
(in Zus'setzungen)		Surrhein	Surrain
Maighels	Maighels	Sut Seifs	Sut Saivs
Milar	Mila	Tgern Toma	Tgiern da Toma
Milez	Milets	Uaul ..	Uaut ..
Misess grond	Mises gron	Uaul Florin	Uaut Flurin
Mulinatsch	Mulinets	Valtgievas	Valtgeva
Paliudultscha	Pidutscha		

Da, wo neben den romanischen Namen auch eine allgemein-übliche deutsche Bezeichnung vorhanden ist, wurde die letztere verwendet. Es gilt dies für folgende Namen:

Rätoromanisch	Deutsch
Cuolm d'Ursera	Oberalppass
Tujetsch	Tavetsch
Muster	Disentis
Rain	Rhein

Bemerkung zu der in dieser Arbeit angewandten Nomenklatur der Feldspäte: Es hat sich schon vielfach als wünschenswert erwiesen, bei Dünnschliffbeschreibungen für diejenigen Feldspäte aus der Mischungsreihe Natriumfeldspat-Kaliumfeldspat, die Kalivormacht zeigen, einen Sammelnamen anzuwenden, der Orthoklas und Mikroklin mit bis 50 % Na-Feldspatgehalt und die entsprechenden entmischten Glieder, die Perthite, umfasst. Einer der Gründe hierfür liegt darin, dass es oft sehr schwer fällt, ohne Beziehung des Universaldrehtisches zu entscheiden, ob Orthoklas oder Mikroklin vorliegt. Das Fehlen der Mikroklingitterung ist

¹⁾ „Maler“ wird auf der ersten Silbe betont. Der Berg wird von älteren Tavetschern auch Pez Alpetta genannt.

kein zureichender Grund für die Bestimmung als Orthoklas; Gysin (34) und andere haben gezeigt, dass unverzwillingter Mikroklin in den Alpen sehr häufig ist und nur durch sehr sorgfältige und zeitraubende Drehtischuntersuchungen von Orthoklas unterschieden werden kann.

Bisher wurden für diese Feldspäte (Alkalifeldspäte mit Kalivormacht) meist die Namen Kalifeldspat oder Alkalifeldspat angewendet. Die Bezeichnung Kalifeldspat ist in Anbetracht des oft hohen Na-Gehalts nicht sehr glücklich; die Anwendung des Namens „Alkalifeldspat“ bringt aber ebenfalls Schwierigkeiten mit sich: streng genommen gehören auch die Ca-armen bis Ca-freien Plagioklase, die Albite, zu den Alkalifeldspäten. Die sauren Plagioklase lassen sich nun aber fast immer einwandfrei auf optischem Wege, meist ohne Drehtischuntersuchungen, von den oben erwähnten Alkalifeldspäten mit Kalivormacht unterscheiden (Lichtbrechung, Verzwillingung, optischer Charakter). Zudem fehlen im allgemeinen in kristallinen Schiefern und in den Tiefengesteinen Anorthoklase und Rhombenfeldspäte (Alkalifeldspäte mit 50—90 % Na-Feldspatgehalt), sodass sich in diesen Gesteinen in Albit einerseits und Alkalifeldspat mit Kaliumvormacht andererseits zwei wohlgetrennte Gruppen gegenüber stehen. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet sind saure Plagioklase mit 0—10 % Anorthitgehalt sehr häufig; es erscheint nun aber nicht sehr sinnvoll, diese von der Bezeichnung „Alkalifeldspat“ auszuschliessen. Zur Beseitigung dieser Schwierigkeiten wurde in dieser Arbeit folgender Weg eingeschlagen: Alkalifeldspäte mit 5—50 % Natriumfeldspatgehalt (Molprozente) werden als Na-Kaliumfeldspäte bezeichnet. Wie durch Analysen belegt ist, fallen wohl alle Orthoklase, Mikrokline und Perthite alpiner Gneise und Tiefengesteine in diesen Bereich. Der Name Alkalifeldspat bleibt dabei in seiner eigentlichen, umfassenden Bedeutung erhalten; Albit gehört ebenso dazu wie Orthoklas.

Verzeichnis der im Text verwendeten Abkürzungen.

GM	= Gotthardmassiv
TZM	= Tavetscher Zwischenmassiv
AM	= Aarmassiv
UGM	= Urseren-Garvera-Mulde
DM	= Disentiser Mulde
HGT	= Hauptgemengteile
NGT	= Nebengemengteile
I. F.	= Interferenzfarben
u. d. M.	= unter dem Mikroskop
d	= mittlerer Korndurchmesser

Überblick und Problemstellung

Das Tavetschertal liegt gänzlich im Ostteil des grossen herzynischen Zentralmassivkerns (Aar- und Gotthardmassiv) der mittleren Schweizeralpen. Die Tektonik ist die typische der Zentralmassive, das Schichtfallen weicht nie stark von der Senkrechten ab. Das Gotthardmassiv zeigt noch nicht den Übergang zum Deckenbaustil wie ganz im Osten.

Das Baumaterial der schweizerischen Zentralmassive und ihrer jungsedimentären Hüllen kann wie folgt gegliedert werden (vor allem CADISCH (16) folgend):

1. Das Altkristallin (auch kristalliner Kern genannt). Es umfasst die herzynisch gefalteten und vergneisten Gesteine und die in diese eingedrungenen herzynischen Intrusivkörper mit ihrem Gangfolge.

2. Das nachgranitische Permokarbon. Für die ältern, karbonischen Schichtglieder dieser Serie (Anthrazitschiefer, Konglomerate, Schiefer und Sandsteine) steht oberwestphälisches Alter fest (Pflanzenfunde von Salvan und am Tödi). Das nachgranitische Permokarbon scheint also vom Karbon nur noch die jüngeren Glieder zu umfassen. Es ist das zugleich ein Hinweis für die Datierung der Granitintrusionen. Im allgemeinen lässt sich das nachgranitische Permokarbon noch zweiteilen (siehe dazu CADISCH (16), S. 77), in eine ältere Gruppe (Oberwestphalien bis ? Unterperm), die spätherzynisch (saalische Phase) noch in das Altkristallin eingefaltet wurde (Mulde von Salvan; Tödi-Karbon), und in eine jüngere Gruppe (Verrucano, ? nur Oberperm), die nur alpin-tektonisch, zusammen mit dem Mesozoikum, gefaltet oder disloziert worden ist. Für die einzelnen Massive wechselt die Ausbildung des Permokarbons stark; man denke nur an die mächtige Entwicklung des Verrucanos im Südosten, dem im Westen (Mont Blanc- und Aiguilles rouges-Massiv) und Norden nur eine wenig mächtige „permotriasische“ Verwitterungsschicht entgegen steht. Im Permokarbon setzte sich stellenweise, effusiv und subeffusiv, die magmatische Tätigkeit fort, doch waren, wie die Bezeichnung „nachgranitisch“ dartun soll, die Hauptintrusionen abgeschlossen.

3. Das Mesozoikum, teils als diskordanter, junger Sedimentmantel, teils als eingeklemmte Muldenzüge. Ein Teil der ehemaligen mesozoischen Bedeckung der Zentralmassive liegt jedoch heute in den helvetischen Decken vor uns.

Im Untersuchungsgebiet lässt sich das nachgranitische Permokarbon nicht von vornherein in die beiden erwähnten Gruppen unterteilen. Wir befinden uns in einer Zone starker alpiner Zusammenpressung, die eventuell vorhandene alte Diskordanzen vollständig verwischt haben kann. Im GM und im TZM scheinen überhaupt Anzeichen einer stärkeren spätherzynischen Phase zu fehlen, sichere Äquivalente der Mulden von Salvan und am Tödi sind unbekannt. Das gesamte nachgranitische Permokarbon zeigt tektonisch ein durchaus gleiches Verhalten wie das Mesozoikum; es bildet mit diesen zusammen die alpin eingefalteten Muldenzüge. Für das untersuchte Gebiet drängt sich daher die folgende Zweiteilung des Baumaterials auf:

1. Das Altkristallin, mit seinen herzynischen Intrusionen.
2. Das nachgranitische Permokarbon und das Mesozoikum.

Die A b g r e n z u n g der einzelnen Massive und Massivteile erfolgt in der heute üblichen Gliederung nach Kriterien, die in der alpinen Tektonik begründet liegen. So werden vor allem eingeklemmte mesozoische Muldenzüge als Massivscheider herangezogen. Es ist jedoch a priori keineswegs selbstverständlich, dass die so abgegrenzten Teile auch einheitlichen Bauelementen der herzynischen und vorherzynischen Tektonik entsprechen. Es ist dies z. B. nicht der Fall im Bereich des Aiguilles Rouges- und Mont Blanc-Massivs. Die alpine Tektonik weicht hier beträchtlich von der alten Anlage ab: die alpin eingeklemmten Mulden durchschneiden die alten Gesteinszonen. Anders liegen die Verhältnisse für das Gotthardmassiv und die südlichen Teile des Aarmassivs. Wohl können auch hier kleinere Abweichungen zwischen alpiner und voralpiner Streichrichtung konstatiert werden (z. B. im Süden des GM, H. M. HUBER (41), S. 93); im grossen und ganzen hat aber die alpine Tektonik die alten Leitlinien wieder aufgenommen. Es scheint, dass Aar- und Gotthardmassiv schon zur herzynischen Zeit zwei getrennte Massive mit zum Teil verschiedener Vorgeschichte waren. Dafür spricht die deutliche Verschiedenheit des Baumaterials. Sowohl die alten Gneise wie auch die chemisch-provinziellen Verhältnisse der herzynischen Eruptivmassen eines jeden der beiden Massive zeigen unverkennbare, charakteristische Eigenheiten. Die alpine Tektonik gliedert daher das Gebiet in Zonen, die auch in rein petrographischer Beziehung Einheiten darstellen.

Für das engere Untersuchungsgebiet lag die Gliederung in Massive und alpine Muldenzonen durch frühere Arbeiten schon vor; eine Kartenskizze von P. NIGGLI (VI) gab die ungefähren Grenzen an. Darnach kann in einem Querschnitt Lukmanierpass-Oberalpstock von Süden nach Norden unterschieden werden:

1. Altkristalliner Kern des Gotthardmassivs.
2. Urseren-Garvera-Mulde (nachgranitisches Permokarbon und Mesozoikum). Von P. NIGGLI (57) Urseren-Tavetscherzone genannt.
3. Altkristallin des Tavetscher Zwischenmassivs, früher auch Somvixerzwischenstück oder Somvixerzwichenschiefer genannt (P. NIGGLI (57)).
4. Disentiser Mulde (nachgranitisches Permokarbon und Mesozoikum).
5. Altkristallin des Aarmassivs.

Eine neue Darstellung wird durch Fig. 1 vermittelt.

Das TZM ²⁾, das sich westlich von Andermatt als schmale Zone zwischen AM und GM einschaltet, ist nur im Osten (östlich Disentis) gegen das AM eindeutig durch sicheres Mesozoikum abgetrennt,

²⁾ Abkürzungen siehe S. 64.

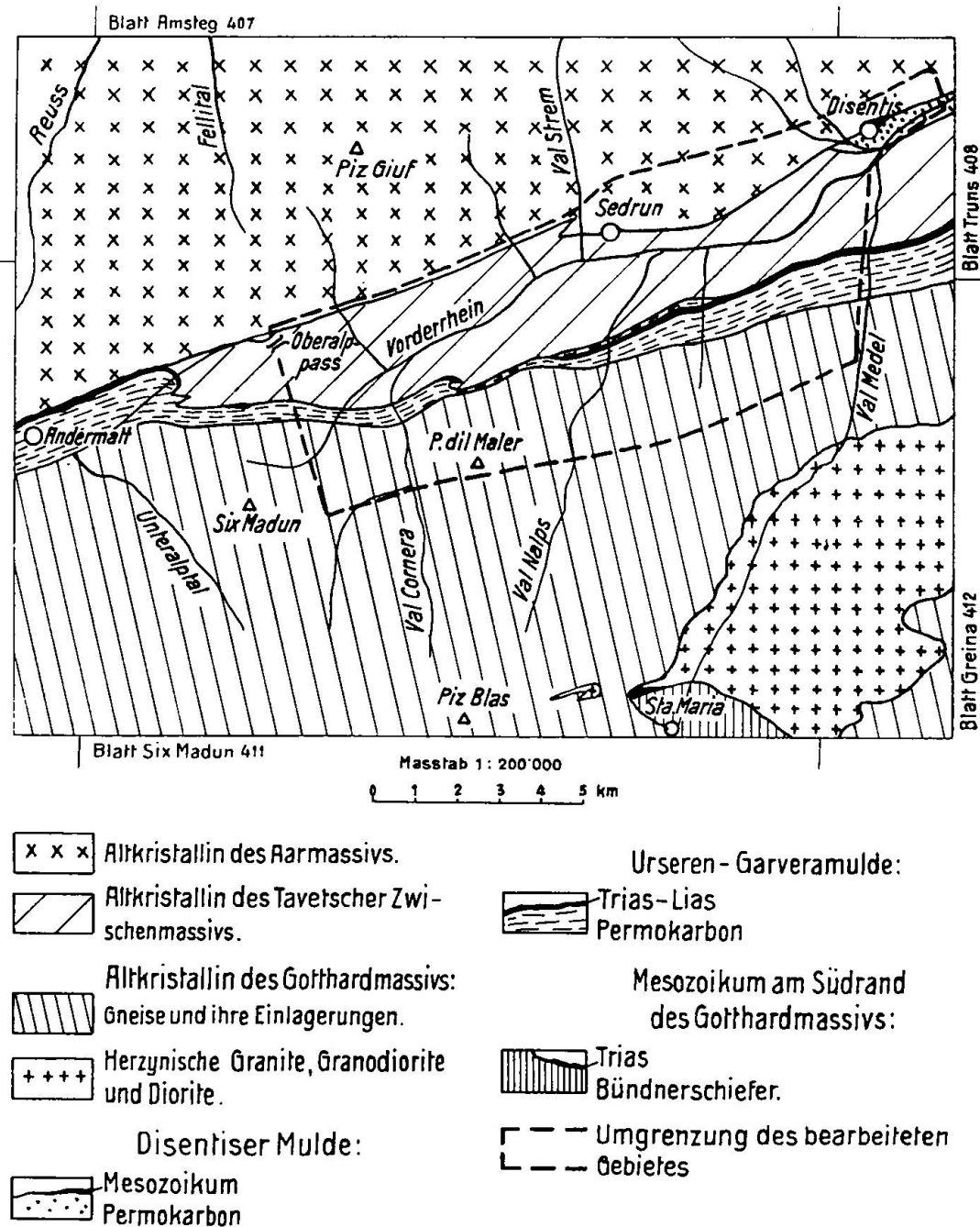


Fig. 1. Tektonische Übersichtsskizze.

und es wird eine der Aufgaben sein, die Grenzverhältnisse westlich Disentis abzuklären.

Zur Bezeichnung „Mulde“ ist zu bemerken, dass in der UGM meist nur der eine Schenkel ausgebildet ist, also Asymmetrie vorliegt. Ich schliesse mich jedoch der Auffassung ALBERT HEIM's an, der schreibt ((36), Bd. II, S. 205):

„Wesentlich für das, was wir am besten Mulde oder Muldenzug, Muldenzone, Synklinale nennen, ist nur, dass eine Zone jüngerer Gesteine eingefal-

tet oder eingeschuppt sei zwischen zwei Zonen wesentlich älterer Gesteine. Wir werden also auch fortan von der „Urserenmulde“ sprechen, selbst nachdem sie sich nur als die Hälfte einer Mulde zeigt.“

Diese Definition setzt zudem nicht voraus, dass das gesamte Baumaterial der Mulde autochthon sein muss; die Zone bliebe auch dann eine Mulde, wenn es sich erweisen sollte, dass es sich um Einklemmung (Einmuldung) massivfremder Teile handelt.

Es lag in der Natur der Sache, dass bei der Bearbeitung eines so mannigfaltigen Gebiets neben der rein beschreibenden Seite kein zentrales petrologisches Problem in den Vordergrund gerückt werden konnte. Die Arbeit geht daher auf eine Anzahl Teilprobleme ein, die teils mehr geologisch-tektonischer, teils mehr petrologischer Natur sind.

Ein wichtiges tektonisches Problem besteht in der Abklärung der Stellung und Bedeutung des TZM und der UGM in ihrem Verhältnis zur alpinen Grosstektonik, da gerade darüber in letzter Zeit ein neuer Deutungsversuch publiziert worden ist (R. STAUB (85) und (86)). Zu diesem Problemkreis gehören vor allem folgende Fragen: Ist das TZM nur eine untergeordnete Schuppe des AM oder des GM? Oder kommt ihm eine mehr selbständige Stellung zu? Welche Faziesentwicklung zeigt das Mesozoikum der UGM? Gehört es normalstratigraphisch zum GM oder handelt es sich um massivfremde, eingeklemmte Deckenteile? In enger Beziehung zu diesen Fragen steht das „Wurzelproblem“ der helvetischen Decken.

Im Verlauf der Feldaufnahmen kamen weitere interessante Probleme ins Blickfeld. Es zeigte sich, dass die nördliche Paragesteinszone des GM keineswegs eintönig ist; neben einer neuen Paragneissserie konnte auch hier herzynische magmatische Tätigkeit nachgewiesen werden (mannigfache Ganggesteine). Das Studium der Paragneise gab zu Versuchen Anlass, das sedimentogene Kristallin des GM in stratigraphisch-fazielle Serien zu gliedern. Von besonderem Interesse erwiesen sich sodann die Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon. Sie forderten zu Vergleichen mit gleichaltrigen Gesteinen in den übrigen Schweizeralpen auf, wobei das Spilit-Keratophyrproblem kurz gestreift werden musste. Die Betrachtung der UGM als einheitliche metamorphe Provinz führte zur Anwendung der Epi-Normberechnung von P. NIGGLI auf tonerdereiche Gesteine. Zurückgestellt werden musste eine eingehendere Untersuchung der Mineralkluftlagerstätten von alpinem Typus; einzig in der Kartenskizze 1:25 000 konnten diese Lagerstätten berücksichtigt werden. Ebenfalls einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben die Probleme morphologischer Art, so dass sich hier nur Hinweise auf die Bildung der beiden grossen Schuttfächersysteme des Sedruner- und Disentiserbeckens vorfinden werden.

Zum Gang der Besprechung: Voran gestellt wird die Behandlung der drei altkristallinen Zonen, denen diejenige der alpinen Muldenzonen nachfolgt, wie überhaupt vom geologisch Älteren zum Jüngeren fortgeschritten werden soll. Alle Fragen, die sich aus den Beziehungen des Untersuchungsgebiets zur alpinen Grosstektonik ergeben, sind in einem gesonderten Teil (3. Teil) behandelt.

Kurzer historischer Rückblick

Das TZM wurde früher meist zum GM gerechnet, da man den Cipollin von Andermatt mit dem Marmor von Disentis verband. Die Geschichte der Erforschung des TZM deckte sich daher lange Zeit mit derjenigen des GM. Einen ausgezeichneten Überblick über die ältere geologische Literatur des GM gibt R. U. WINTERHALTER ((103) S. 40). Im folgenden werden nur Arbeiten berücksichtigt, die sich irgendwie eingehender mit dem Untersuchungsgebiet und seinen angrenzenden Regionen befasst haben. Berücksichtigt werden ferner wichtigere Arbeiten, die sich über die Stellung und Bedeutung des TZM und der UGM im allgemeinen ausgesprochen haben.

Das Hauptinteresse der Geologen und Mineralogen wandte sich im Tavetsch vor allem der Erforschung seiner weltberühmten Kluftminerale zu, deren Bearbeitung in einem reichhaltigen Schrifttum vor uns liegt. In erster Linie sind hier die Arbeiten von BAUMHAUER, HESSENBERG, KOENIGSBERGER, PARKER und G. v. RATH zu erwähnen. Eine Bibliographie der wichtigsten Arbeiten über Kluftminerale der Schweizeralpen findet sich in (68); ich habe mich daher begnügt, diejenigen Arbeiten, die sich mit Mineralien aus dem Tavetsch befassen, zusammenzustellen (S. 299) und zwar nicht in vollständiger Zitierung, sondern nur mit Autornamen und Erscheinungsjahr; die näheren Angaben können dem erwähnten Werk „Die Mineralien der Schweizeralpen“ entnommen werden.

Die Untersuchung der Kluftminerallagerstätten beschränkte sich allerdings meist auf die rein kristallographische Seite, die Fundorte sind oft ungenau oder falsch angegeben; manche Autoren kannten auch das Fundgebiet nicht aus eigener Anschauung. Aus diesem Grunde blieb die geologisch-petrographische Erforschung weit hinter der mineralogischen zurück; nur wenige Autoren berücksichtigten Mineralogie und Geologie in gleicher Weise. Einer von diesen war G. v. RATH, der in seiner 1862 erschienenen Arbeit (76) manche petrographische Detailbeobachtungen anführt. So waren ihm z. B. die granatführenden Aplite des Piz Cavradi ebenso wie die turmalinführenden Aplite bis Quarzporphyre des TZM bekannt. 1873 erschienen Beitrag und Karte über das Gotthardgebiet von KARL VON FRITSCH (27). Darin fand auch der südliche Teil meines Arbeitsgebietes zum ersten Male eine geologisch-kartographische Darstellung. Die Karte zeigt allerdings, mit welchen Schwierigkeiten es der kartierende Geologe im kristallinen Grundgebirge zu tun hat. VON FRITSCH konnte sich zu jener Zeit im wesentlichen nur auf die makroskopische Beurteilung der kristallinen Gesteine stützen; es gelang ihm aber so nicht immer, die wichtigeren Zonen auseinander zu halten und zu erkennen. Berücksichtigung der mikroskopischen Befunde ist unbedingt notwendig, um eine Kartierung im Kristallin sinnvoll zu gestalten.

Von ALBERT HEIM stammt die geologische Bearbeitung des Dufourblattes XIV. Gleichzeitig erschien in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz die „Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“ (35). C. SCHMIDT lieferte dazu die petrographische Beschreibung einiger Gesteins-

typen. Im Grossen und Ganzen hat hier HEIM für das GM die Auffassungen und die Kartierungen von V. FRITSCH übernommen; neu sind vor allem Beobachtungen über die Morphologie und das Quartär. So diskutiert HEIM die Entstehung der Schuttfächersysteme von Sedrun und Disentis, die er mit dem Flimser Bergsturz in Beziehung bringt. Was die Stratigraphie der Garvera-Mulde betrifft, folgt HEIM hier noch der Ansicht v. FRITSCH's. Wie dieser betrachtet er die blauschwarzen Schiefer der Garvera als Fazies mesozoischer Bündnerschiefer.

1896 beschrieb L. WEHRLI (100) das „Dioritgebiet von Schlans bis Disentis“. 1910 veröffentlichte KOENIGSBERGER (IV) seine „Geologische und Mineralogische Karte des Aarmassivs, mit Erläuterungen“, in der auch ein Teil des von mir bearbeiteten Gebiets kartiert ist. Er wollte darin vor allem die Abhängigkeit der Kluftmineralien vom Muttergestein nachweisen. Manche seiner petrographisch-genetischen Deutungen der Gesteinsserien liessen sich jedoch nicht bestätigen: so konnte später NIEDERER (55) zeigen, dass die „Paragneise“ KOENIGSBERGERS im Süden des AM zum grössten Teil verschieferte Granite sind.

Neue Gesichtspunkte brachte die Arbeit von P. NIGGLI (56) über „Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs“. Nach diesem Autor und nach F. WEBER sind die blauschwarzen Schiefer zwischen der Garvera und dem Piz Muraun nicht mesozoischen Alters, sondern müssen mit dem tonigen Verrukano der helvetischen Decken verglichen werden. Weiterhin postulierte P. NIGGLI die Einseitigkeit der Mulde, d. h. er nahm eine einzige normale stratigraphische Serie von den Gneisen des GM bis zu den liasischen Sandkalken an. Die mesozoischen Schichten der Mulde gehören darnach in ihrer Gesamtheit zur normalen stratigraphischen Bedeckung des GM, das seinerseits auf das vorliegende TZM aufgeschoben ist, dessen permokarbonische und mesozoische Hülle vorher abgeschert worden ist und heute in Gestalt der tieferen helvetischen Decken vor uns liegt. Einer eingehenden Untersuchung wird die triasische Chloritoidschieferserie unterzogen; davon ausgehend kommt P. NIGGLI schliesslich zu einer allgemeinen Charakterisierung der alpinen Metamorphose am Nordrand des GM.

1914 erschien als Beitrag zur geologischen Karte der Schweiz „Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv“ von P. NIGGLI und W. STAUB (57). Darin wird die Verbindung der Zone von Andermatt (Urserenzone) mit der Zone der Garvera über die Umbiegung am Pazolastock aufgedeckt. Es werden die tektonischen Einheiten „Urseren-Tavetscherzone“ und „Somvixer Zwischenmassiv“ ausgeschieden und näher charakterisiert. Die erstere entspricht meiner Bezeichnung „Urseren-Garvera-Mulde“; die Somvixer Zwischenschiefer sind das Äquivalent der heute üblichen Bezeichnung „Tavetscher Zwischenmassiv“, das damit hier zum ersten Male als selbständiges tektonisches Element erkannt worden ist. 1921 stellte P. NIGGLI in einer Kartenskizze (VI) 1:50 000 seine bisherigen Feldaufnahmen im Gebiet zwischen St. Gotthard und Lukmanier in vereinfachter und schematischer Art dar.

Am Ende des ersten Weltkrieges erfuhren die Talk-Serpentinlagerstätten des TZM, die in der Kriegszeit intensiver abgebaut worden waren, eine Be-

schreibung und Untersuchung durch ARN. HEIM, 1918 (37), H. FEHLMANN 1919 (24) und R. L. PARKER 1921 (71).

In seinem 1922 erschienenen, grossartigen Werk „Die Geologie der Schweiz“ (36) hat ALBERT HEIM die Auffassung P. NIGGLIS vollständig übernommen, ergänzt durch neuere Feldbeobachtungen des letzteren. 1922 publizierte F. WEBER die geologische Karte des Tödi-Vorderrheintalgebiets (VII), mit Profilen, und die im Masstab 1 : 100 000 gehaltene Karte „Tektonische Übersicht des Wurzelgebiets der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv“ (VIII), ebenfalls mit Profilen. In der letzteren wird versucht, die helvetischen Decken auf die Zentralmassive zu verteilen, d. h. ihre Wurzeln festzulegen.

1930 beschrieb FRIEDLAENDER (26) das Profil der Lukmanierschlucht; 1929 erschien die Arbeit von E. AMBÜHL (1) über das östlich an das Tavetsch anschliessende Gebiet, in der unter anderm besonders auch die petrographische Charakterisierung und Abgrenzung des sogenannten Permokarbons des GM behandelt wird. Zur gleichen Zeit klärte R. U. WINTERHALTER die Verhältnisse östlich der Lukmanierstrasse im GM auf (103); die Arbeit enthält auch eine Übersicht der damaligen Kenntnis des gesamten GM.

J. NIEDERER diskutierte 1932 (55) die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Gebiet zwischen Val Clavaniev und Val Milar. Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Aar- und Tavetscher-Massiv führten NIEDERER dazu, den Bugneigranodiorit zum AM zu rechnen; P. NIGGLI hatte in ihm den granitischen Kern des TZM gesehen. Von grosser Wichtigkeit war weiterhin die Feststellung, dass die „südlichen Gneise“ des AM in ihrer grossen Mehrzahl nichts anderes als verschieferte Granite sind.

1938 griff R. STAUB ((85), siehe auch (86), S. 4) die Frage nach den Wurzeln der helvetischen Decken und der Stellung der UGM aufs Neue auf. Er stellt dabei einige vollständig neue Hypothesen auf. Nach R. STAUB können die helvetischen Decken in ihrer Gesamtheit nur im Rücken des GM beheimatet sein, z. T. in dem Raume, der heute von den bisher als gotthardmassivisch betrachteten Bündnerschiefern am Südrand des GM eingenommen wird. STAUB sieht in diesen Schiefern aufgeschobene penninische bis ultrahelvetische Elemente; er verneint also den autochthonen Charakter der Trias und des Mesozoikums am Südrand des GM. Das TZM wird nur als unbedeutender Annex des AM betrachtet; als Wurzel irgend einer helvetischen Decke komme es nicht in Frage. Die UGM wird in ihrer Fazies als penninisch bis ultrahelvetisch angesehen. Sie entspreche einer über das Gotthardkristallin vorgeschürften und später eingeklemmten penninischen oder eventuell ultrahelvetischen Decke. Der Kontakt zwischen UGM und GM wäre in diesem Fall ein mechanischer Gleitkontakt, „was angesichts der Trias derselben nicht unwahrscheinlich sei“.

Im zweibändigen Werk von P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER und R. L. PARKER „Die Mineralien der Schweizeralpen“ (68) finden wir eingehende Beschreibungen der weltberühmten Kluftlagerstätten des Tavetscher Tales. Besonders zu erwähnen ist das ausserordentlich reiche Beobachtungsmaterial, das von J. KOENIGSBERGER gesammelt worden ist.

1943 schliesslich erfolgte die Bearbeitung des südlich an das vorliegende Gebiet anschliessende GM durch H. M. HUBER (41), der sich besonders mit den genetischen Verhältnissen der Gneise befasste.

1. Teil

Das Altkristallin (mit seinen herzynischen Intrusionen)

A. DAS ALTKRISTALLIN DES NORDÖSTLICHEN GOTTHARDMASSIVS

Das Baumaterial des kristallinen Kerns des GM kann in 2 Grossgruppen gegliedert werden:

1. Jüngerer Komplex von Eruptivgesteinen, teils massig-richtungslos texturiert, teils verschiefert unter Epi-Bedingungen. Meist durchgreifende Lagerung. Diesen Gesteinen (Granite, Granodiorite, Diorite und Peridotite und mannigfache Gänge) wird von den meisten Autoren karbonisches Alter zugeschrieben; die durch sie nachgewiesene magmatische Tätigkeit wird also mit der herzynischen Gebirgsbildung in Beziehung gebracht. Der Intrusionsakt wird nicht als einmalig angesehen; die einzelnen Granite sind nacheinander, zeitlich getrennt durch verschiedene, allerdings nur schwache Stressphasen, intrudiert. Die nachträgliche Verschieferung und epimetamorphe Überprägung wird zur Hauptsache durch Dislokationsmetamorphose im Gefolge der alpinen Gebirgsbildung erklärt.

2. Älterer Komplex von polymetamorphen Gneisen und Amphiboliten mit verschiedenen Einlagerungen. Diese Gesteinsgruppe ist durch eine ausgeprägte Paralleltextur ausgezeichnet und zeigt zonalen Gesteinswechsel. Sie ist voralpin, wahrscheinlich herzynisch, meso- bis katazonal vergneist und später durch die alpine Gebirgsbildung in stark wechselndem Masse epizonal überarbeitet worden. In genetischer Hinsicht liegen Para-, Ortho- und Mischgesteine vor.

Das Hauptkriterium für die Zuordnung eines Gesteins zu der einen oder andern Gruppe bildet das Vorhandensein oder das Fehlen einer Meso- bis Katametamorphose, die allerdings durch eine spätere, alpine Epi-Überarbeitung etwas verwischt sein kann. Doch lassen auch stark diaphthoritische Typen meist noch den früheren Mesogneis-Charakter gut erkennen, ebenso wie der früher „Protogin“ genannte Granit bis Granodiorit noch viele, vor allem strukturelle Merkmale des ursprünglichen Eruptivgesteins zeigt.

Alle neueren Arbeiten über das GM haben dieses Schema in seinen Grundzügen bestätigt. Im Einzelnen bleiben allerdings manche Probleme ungelöst oder vieldeutig. Ich erinnere nur an die genauere Bestimmung des Alters der Gesteine und der Stressphasen und an manche Fragen über die Petrogenese des ältern Gneiskomplexes.

Nach der Kartenskizze von P. NIGGLI (VI) fällt der gotthardmassivische Anteil des im Vorliegenden untersuchten Gebiets zum grössten Teil in die „nördliche Zone von vorwiegend Paragesteinen“. Die Detailaufnahmen bestätigten die Richtigkeit dieser Zuordnung;

sichere Orthogesteine spielen eine ganz untergeordnete Rolle. Mehr als 90% der Gesamtfläche werden von Para- und Mischgneisen eingenommen. Eruptivgesteine des jüngeren, herzynischen Komplexes waren bisher aus diesem Gebiet überhaupt nicht bekannt. Die Region befindet sich bereits in grösserer Entfernung von den beiden Hauptintrusionszentren des GM. Die Feldaufnahmen zeigten jedoch, dass sichere Spuren herzynischer eruptiver Tätigkeit keineswegs fehlen: mannigfache Gänge von intermediärem Chemismus durchschwärmen die alten Gneise, die ausserdem einige sehr kleine Stöcke und Linsen dioritischer Gesteine enthalten, die vielleicht auch zum herzynischen Zyklus gehören. Auf die Gesamtfläche bezogen, spielen diese Zeugen jüngerer magmatischer Tätigkeit allerdings nur eine bescheidene Rolle; für das Gesamtverständnis des jungpaläozoischen Magmatismus jedoch bildet ihr Studium eine wertvolle Ergänzung.

Wie aus Fig. 1 ersichtlich ist, wird der kristalline Kern des GM im Norden durch das sogenannte nachgranitische Permokarbon der UGM abgegrenzt. Die Beschreibung der Kontaktverhältnisse und die petrographische Charakterisierung dieser Gesteinsgruppe gegenüber dem Altkristallin findet sich im 2. Teil dieser Arbeit.

Für die nähere Beschreibung gliedere ich die auftretenden Gesteine des Altkristallins in 4 Gruppen:

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

Die erste Gruppe (a) gehört in ihrer Gesamtheit (mit Ausnahme vielleicht einiger phyllitischer Gesteine, die ein jüngeres Alter haben können) zum ältern, bereits herzynisch vergneisten Komplex; die vierte Gruppe (d) kann mit Sicherheit dem jüngern, wohl karbonischen Eruptivkomplex zugeordnet werden. Zweifelhaft bleibt die Zuordnung für die Pegmatite (b) und die in kleinen Linsen auftretenden Diorite (c). Die Diskussion der Altersverhältnisse dieser Gesteine erfolgt in den betreffenden Abschnitten.

Der petrographischen Beschreibung und der Diskussion der genetischen Verhältnisse der einzelnen Gesteinstypen (unter I) folgt die Behandlung der das Altkristallin als Ganzes betreffenden Fragen: Tektonik (II), Ausmass der alpinen Metamorphose (III) und ein Versuch der stratigraphischen Gliederung des Paramaterials (IV).

I. Die Gesteinstypen, Physiographie und Genesis

a) DIE GNEISE UND IHRE SYNGENETISCHEN EINLAGERUNGEN

Über die genetischen Verhältnisse der gotthardmassivischen Gneise ist in jüngster Zeit eine eingehende Arbeit von H. M. HUBER (41) erschienen, die auf sorgfältigen Detailbeobachtungen und Untersuchungen im südöstlichen GM beruht. Für eine ähnliche umfassende Paralleluntersuchung war das vorliegende Gebiet nicht geeignet, da gewisse wichtige Gesteinsgruppen (z. B. Orthogneise) fehlen oder nur ganz untergeordnet auftreten. Alle Beobachtungen sprechen jedoch dafür, dass die Ansichten HUBERS in ihren Grundzügen richtig sind und auch für das vorliegende Untersuchungsgebiet Gültigkeit haben. Insbesondere gilt dies für die dort auf Seite 207—209 zusammengestellten Punkte.

In der gleichen Arbeit findet sich (S. 88—90) ein neuer Vorschlag (H. HUBER — P. NIGGLI) zur Benennung grobgemengter Gesteine (Ader-, Augen-, Konglomeratgneise usw.), wobei primär das genetische Moment unberücksichtigt bleibt, dafür in neutraler Weise der physiographische Befund charakterisiert wird. Solche grobgemengten Gesteine sind im GM besonders im östlichen Teil von nicht geringer Bedeutung; sie treten im hier behandelten Gebiet gleichfalls auf. Die HUBER'schen Bezeichnungen werden auch von mir verwendet; in der endgültigen Gliederung und Namengebung ist jedoch das petrogenetische Moment wieder in den Vordergrund gestellt worden, da es ein Hauptziel jeder petrographischen Untersuchung ist, die Gesteine genetisch zu gliedern und zu deuten.

Dieses Verfahren der doppelten Benennung, mit einem die genetischen Verhältnisse mitberücksichtigenden und mit einem rein beschreibenden Namen, dürfte am angemessensten sein. Ändern einmal die Ansichten über die genetischen Verhältnisse, so ist das Unglück nicht gross, da jede Gesteinsgruppe zugleich ihre rein deskriptive Bezeichnung besitzt. Es ist übrigens zu betonen, dass auch H. M. HUBER, der auf Vorschlag von P. NIGGLI einen andern, der besonderen Zielsetzung der Arbeit angepassten Weg eingeschlagen hat, schliesslich in der Schlusszusammenfassung seine genetischen Deutungen als „wohl sichergestellt“ betrachtet. Jeder Kenner des kristallinen Grundgebirges wird sich dabei sowieso im Klaren sein, dass es keine absolute Sicherheit in den Deutungen geben kann, dass es sich bestenfalls um wohlfundierte „Wahrscheinlichkeitsaussagen“ handelt.

Die Gesteine, die zu der in diesem Abschnitt zu behandelnden Gruppe gehören, können unter Benutzung der genetischen Verhältnisse wie folgt gegliedert werden:

α) Paragneise, Paraschiefer und Quarzite

1. Albitoligoklasgneise
2. Andesinlabradorgneise
3. Sillimanitgneise
4. Kalksilikatfelseinschlüsse

5. Serizit-Biotitgneise, Serizit-Muskowitgneise, Chloritgneise
6. Phyllite
7. Quarzite
- β) Orthogneise
- γ) Mischgneise
- δ) Amphibolite
 1. Granatamphibolite
 2. Gewöhnliche und Biotit-Amphibolite
 3. Hornfelsartige Quarzamphibolite
 4. Biotit-Strahlsteinfelse.

Von diesen Gesteinstypen treten viele in ähnlicher oder gleicher Ausbildung auch im südlich anschliessenden Gebiet auf, das von H. M. HUBER (41) bearbeitet worden ist. Eine Ausnahme machen die Typen α , 2—4. Sillimanit ist bisher überhaupt noch nie im GM nachgewiesen worden. Die basischen Gneise und Kalksilikatlinsen sind schon mehrfach konstatiert, in der hier zu beobachtenden Art des Auftretens (z. B. kleine Kalksilikattfelseinschlüsse) jedoch im GM bisher noch nicht beschrieben worden.

Die 150 Dünnschliffe, die der mikroskopischen Untersuchung zu Grunde liegen, erfassen in keiner Weise alle Erscheinungsformen dieser Gesteine. Die Gneise der nördlichen Paragneiszone des GM sind von einer grossen Variabilität. Die Gesteinsbeschaffenheit wechselt im Gelände oft von Meter zu Meter, was eine detaillierte Kartierung ausserordentlich erschwert.

Es wurden auch nicht alle Gesteinsgruppen gleich eingehend behandelt, da manche Typen den schon von E. AMBÜHL (1), R. U. WINTERHALTER (103) und H. M. HUBER (41) beschriebenen weitgehend analog sind.

α) Die Paragneise, Paraschiefer und Quarzite

In einem späteren Abschnitt (IV, S. 125) soll versucht werden, innerhalb der Paragneise des GM einzelne Serien auszuscheiden. Die Feldaufnahmen zeigten nämlich, dass die einzelnen Paragesteinstypen nicht regellos verteilt sind. Gewisse Typen sind derart miteinander vergesellschaftet, als ob sie einheitliche, primärstratigraphische Serien bilden würden. Die Abgrenzung der Serien im Gelände konnte indessen nur andeutungsweise vorgenommen werden, besonders deshalb, weil manche Gesteinstypen in mehreren Serien vorzukommen scheinen. Im folgenden werden die Paragneise vorerst als Ganzes behandelt.

Ihre grösste Verbreitung haben die reinen Paragneise im Querschnitt in der Gegend des Piz di Maler und im Nalpstal. Sowohl nach Westen wie nach Osten nimmt die stoffliche Beeinflussung durch Injektion zu, d. h. die Paragneise werden zu Mischgneisen.

Die grosse Menge der Glimmerplagioklasgneise (\pm Hornblende und Granat) wurde in zwei Gruppen gegliedert, die sich vor allem durch die Basizität des Plagioklases unterscheiden. Die Plagioklase sind nun zwar oft stark serizitisiert und zoisitisiert; doch lässt sich auch dann noch aus der Art der Umwandlungsprodukte etwas über den ursprünglichen Feldspatchemismus aussagen: die Plagioklase der Albitoligoklasgneise sind vorwiegend oder ausschliesslich von Serizit erfüllt, während diejenigen der basischen Gneise sehr zoisitreich sind.

Die Trennung in diese beiden Gesteinsgruppen findet ihre Berechtigung darin, dass Gneise mit basischeren Feldspäten (Andesin-Labrador) nur in einer bestimmten Zone auftreten (siehe Abschnitt IV, S. 126). In dem von H. M. HUBER (41) bearbeiteten Gebiet scheinen sie überhaupt ganz zu fehlen; einzig der Strukturtyp IVc von HUBER hat mit ihnen eine gewisse Ähnlichkeit (die sehr stark zersetzten Feldspäte lassen allerdings keine genaueren Bestimmungen zu, doch nimmt HUBER als primären Feldspat Oligoklas bis Andesin an).

1. Albitoligoklasgneise

(mit Biotit, \pm Muskowit; inkl. granatreiche Untertypen)

Sie entsprechen den Strukturtypen IIIc (Typ Paradis), IVa und teils auch IVc von H. M. HUBER (41). Der von diesem Autor gesondert behandelte Typ Paradis, der sich durch etwas grösseren Plagioklasgehalt und feinaugige Struktur auszeichnet, bildet hier keine grösseren, einheitlichen Komplexe wie im Süden.

Vorkommen: Weit verbreitet, wichtigster Paragesteinstypus.

Makroskopisches Aussehen: Dunkle, braun anwitternde, kompakte, plattenbildende, gut gebankte Gesteine mit feinem Korn. Auf dem Hauptbruch erkennt man schwarzen Biotit und hellglänzenden Muskowit, welche die Schieferungsflächen vollständig überziehen. Gute Kristallisations-schieferung, häufig etwas feinaugig bis feinstreifig. Übergänge zu mehr hornfelsartigen und zu mehr phyllitischen Typen sind häufig und schon in kleinen Bereichen zu beobachten. Ebenso treten Übergänge zu den basischeren Paragneistypen, wie auch zu den Mischgneisen auf. Selten ist eine Tendenz zu stromatitischer Grobstruktur mit Hornblendelagen erkennbar.

Mineralbestand:

HGT: Quarz	20—50 Vol. %	NGT: Zoisit, Serizit, Chlorit,
Plagioklas	15—40 %	Calcit, Granat, Apatit,
Biotit	5—45 %	Titanit, Zirkon, Erz,
Muskowit	0—15 %	Na-Kaliumfeldspat
d von Quarz und Plagioklas:		0,1—0,7 mm
d der Glimmer:		bis 2 mm

Als Feldspat tritt fast stets nur ein saurer Plagioklas auf, dessen An-Gehalt meist um 0–20 % liegt. Er besitzt sozusagen immer reichliche Füllung durch Serizitschüppchen; Zoisit als Umwandlungsprodukt kann überhaupt ganz fehlen oder kommt in feinkörniger, „wolkenartiger“ Ausbildung vor. In den feinaugigen Typen bildet der Plagioklas oft linsenförmige, pflasterartige Aggregate. Quarz ist immer xenoblastisch; als rundliche bis tropfenförmige Einschlüsse kann er in Plagioklas und im Muskowit auftreten. Biotit und Muskowit sind meist beide vorhanden, doch hat Biotit durchwegs das Übergewicht. Er zeigt einen Pleochroismus von hellgelb zu braun (seltener rotbraun), führt hie und da Zirkone mit pleochroitischen Höfen als Einschlüsse und ist meist frei von Sagenit. Dagegen können Titanitkörner (wohl Produkte einer sekundären Entmischung) im Biotit grössere Bedeutung erlangen. Häufiger, ja selten fehlender Nebengemengteil ist feinkörniger Granat mit Tendenz zu idioblastischer Ausbildung.

Struktur: Xeno-granoblastisch und in Bezug auf die Glimmer idiolepidoblastisch. Variiert zwischen zwei Grenztypen: a) hornfelsartig, mit gleichmässiger Verteilung der Mineralkomponenten und b) feinaugig-feinlagig.

Textur: Alle Übergänge von hornfelsartig-massig bis zu ausgezeichnet kristallisationsschief, vor allem bedingt durch Regelung der Glimmer.

Granat kann in den Granat-Biotit-Albitoligoklasgneisen zum Hauptgemengteil werden. Im frischen Gestein ist er oft nur schwer zu erkennen: im Hauptbruch bildet er glimmerüberzogene Knoten, im Querbruch erscheint er je nach Umwandlungsgrad als schwarzrote bis grünliche Knollen (bis 1 cm gross). Erst auf verwitterten Gesteinsoberflächen tritt er deutlich „rosinenartig“ hervor und zeigt dann die typische rote Färbung. Das mikroskopische Bild dieser Gneise stimmt vollständig mit dem von H. M. HUBER (41) beschriebenen überein (Strukturtyp IIb). Die Granatporphyroblasten sind meist sehr stark chloritisiert und biotitisiert. Durch zunehmende Basizität der Plagioklase und zunehmenden Feldspatgehalt gehen diese gewöhnlichen Granatgneise in die unter 2 beschriebenen Granat-Andesingneise über.

Genetische Verhältnisse: H. M. HUBER nimmt für die etwas feinaugigen Typen, die er nach ihrem Hauptvorkommen am Piz Paradis auch Paradisgneise nennt, eine Alkalisierung als wahrscheinlich an. Ein Hauptargument bildet die relativ hohe alk-Zahl (= 23) eines von ihm analysierten Gesteins. Wenn wir jedoch die Gesteine mit solchen aus dem Permokarbon, die auf Grund von Reliktstrukturen als rein sedimentär zu bezeichnen sind, vergleichen, so finden wir auch dort zum Teil sehr hohe alk-Zahlen bei sogar noch bedeutend niedrigerem si (z. B. Magnetit-Albitphyllit vom Val Gierm ((60) III, 123) hat alk = 24 bei si = 180). Irgendwelche Anzeichen magmatischer Beeinflussung fehlen diesen Permokarbon-gesteinen völlig; sedimentär reliktsche Albite beweisen, dass der

hohe alk-Gehalt durch primären Feldspatgehalt des sandigen Tones bedingt ist. Die Biotit-Paragneise des GM dürfen eben nicht mit reinen Tonschiefern verglichen werden; ihr primärer Habitus war wohl durchwegs etwas sandig, wobei ein Hauptteil der klastischen Komponenten Feldspat war. Vom chemischen Standpunkt aus ist also eine Alkalisierung nicht mit Sicherheit nachweisbar. Hinsichtlich der feinaugigen bis feinlagigen Ausbildung ist folgendes zu bemerken: Als einziger Feldspat tritt Plagioklas auf, der sowohl in den Augen wie im dazwischen liegenden biotitreichen Gewebe in genau gleicher Ausbildung erscheint. Die Augen sind also nicht durch ein neu auftretendes Mineral oder durch die besondere Ausbildung eines auch im übrigen Gewebe vorhandenen charakterisiert; einzig das Mengenverhältnis der Mineralien ist verschieden, in dem Sinne, dass in den Augen Biotit fehlt. Eine solche Struktur ist nun aber auch gut verständlich, wenn wir keinerlei Injektion oder sonstige Stoffzufuhr annehmen. In Frage kommen dann zwei Erklärungsmöglichkeiten:

1. Die feinaugige Struktur ist das Abbild einer grobsandigen bis feinkonglomeratischen Ausbildung des sedimentären Ursprungsmaterials oder

2. die feinaugige-feinlagige Struktur ist das Produkt interner stofflicher Differentiationsvorgänge während der Metamorphose, ohne Stoffzufuhr von ausserhalb des Gesteinskörpers. Die auftretenden Stoffwanderungen würden sich dabei nur in Bereichen von Centimetern abgespielt haben, die Augen entsprächen in einem gewissen Sinne Porphyroblasten. Ich halte diese Möglichkeit für die wahrscheinlichste; auf jeden Fall ist die feinaugig-mikrochorismatische Ausbildung kein untrüglicher Beweis für Injektion oder sonstige Stoffzufuhr. Anders liegt der Fall bei den später zu besprechenden mikrochorismatischen Mischgneisen, die durch hohen Mikroklingegehalt der Augen ausgezeichnet sind und die zu bändrigen grobchorismatischen Gneisen überleiten.

Für die mehr hornfelsartigen oder- und -glimmerreichen Typen steht wohl die Paranatur ausser Zweifel, wie vor allem der aus dem Glimmergehalt sich ergebende Tonerdeüberschuss zeigt. Es lagen demnach tonig-sandige Schiefer (mit zum Teil beträchtlichem klastischem Feldspatgehalt) vor, die eine Mesometamorphose erlitten haben. Ob die heute erkennbare Struktur als Ganzes noch als Reliktstruktur bezeichnet werden darf, ist fraglich; ich habe daher für diese Gesteine die Strukturbezeichnung „blastopsammitisch“ mit Absicht vermieden.

2. *Andesinlabradorgneise*

(„basische Gneise“; mit Hornblende, Biotit und Granat als dunklen Gemengteilen)

Sie unterscheiden sich von der vorangegangenen Gruppe vor allem durch den basischeren Plagioklas (Andesin bis Labrador), durch das z. T. reichliche Auftreten von Hornblende und Granat und durch einen im allgemeinen grösseren Gehalt an Plagioklas (bis 65%). Muskowit fehlt meistens. Die Abtrennung dieser Gesteinsgruppe rechtfertigt sich auch im Gelände durch das auf eine Zone beschränkte Auftreten. Begleitgesteine sind: Biotit-(Muskowit)-Albitoligoklasgneise, Kalksilikatfelseinschlüsse, Biotit-Strahlsteinfelse, Sillimanitgneise, Amphibolite, Pegmatite und von ihnen ausgehende Injektionsadern, kleine Dioritstöcke und schliesslich diskordante herzynische Gänge.

Vorkommen: Sie bilden zwar keinen einheitlichen Gesteinszug, da Wechsellagerung mit den sauren Biotitalbitoligoklasgneisen häufig ist; sie sind jedoch auf eine Zone beschränkt, die sich vom zentralen Teil des Piz Cavradi gegen die Garves da Nual ³⁾, einer aus zahllosen vom Gletscher geschliffenen Felshöckern bestehenden „Felswüste“ nördlich des Piz dil Maler, hinzieht. Östlich des Val Nalps konnten sie nicht mehr in typischer Ausbildung gefunden werden, einzig einige kleinere Züge von Biotit-Andesingneis wurden auch dort noch konstatiert. Die plagioklasreichen, hornblendeführenden hellen Typen treten vor allem im Nordwesthang des Piz Cavradi auf; die prachtvollen hellen Granatgneise mit Kalksilikatlinsen und Sillimanitgneislagen sind in schönster Ausbildung in den erwähnten Garves da Nual zu finden. Weiter gegen Osten, in dem von E. AMBÜHL (1) beschriebenen Gebiet, scheinen sie vor allem in die Gegend des Six Madun zu ziehen. AMBÜHL hat sie zwar nicht gesondert beschrieben, doch erwähnt er plagioklasreiche Hornblende-Andesinlabradorgneise von folgenden Lokalitäten ((1) S. 280): Siarra westlich des Piz Cavradi, Rieselenplangge, in der Unteralp rechts (1850 m), Gurschen, Gemsgrat (2750 m) und Unteralpreuss 1675 m. Mehr hornfelsartige Hornblende-Granat-Plagioklasgneise treten nach P. NIGOLI (57) und E. AMBÜHL (1) bei der Rieselenplangge, bei Spannmatt und Glockenspitze im Unteralptal auf. Granatgneise, die wohl den unsrigen entsprechen, also Andesin führen dürften, fand AMBÜHL vor allem in der Gegend des Six Madun und des von diesem

³⁾ Name auf der Siegfriedkarte nicht verzeichnet; siehe die beigegegebene petrographische Kartenskizze 1 : 25 00.

zum Rossbodenstock führenden Grats. Nach neuesten eigenen Beobachtungen und solchen von H. M. HUBER handelt es sich in jeder Beziehung um die gleiche Gesteinsassoziation; auch die Kalksilikateinschlüsse fehlen dort nicht.

Die auf der petrographischen Kartenskizze 1 : 25 000 mit der Signatur „Andesinlabrador-Biotitgneise, \pm Hornblende, Granat“ versehenen Gebiete sind also, wie aus obenstehenden Bemerkungen hervorgeht, nicht ausschliesslich aus „basischen Gneisen“ aufgebaut. Sie enthalten, in Wechsellagerung mit den basischen Gneisen, ebenfalls gewöhnliche Glimmer-Albitoligoklasgneise.

Makroskopische Beschreibung. Allen Typen gemeinsam ist die schon makroskopisch erkennbare ausgezeichnete Kristallisationsschieferung; sie wird einzig bei den sehr hellen, plagioklasreichen Gneisen etwas undeutlicher. Im Handstück sind die dunkleren, glimmerreicheren Gesteine dieser Gruppe von den Biotit-Albitoligoklasgneisen oft nur schwer zu unterscheiden; das Auftreten von Hornblende liefert jedoch oft ein deutliches Indizium. Besonders typisch sind die prachtvollen hellen, plagioklasreichen Granatgneise mit den oft ganz frischen, bis 3 cm grossen Granatporphyroblasten. Die granatfreien, hellen plagioklasreichen Gneise unterscheiden sich makroskopisch von den ebenfalls feldspatreichen Mischgneisen, die jedoch Na-Kaliumfeldspat führen, vor allem durch ihre meist vollkommene Homogenität. Die Mischgneise sind häufig deutlich mikrochorismatisch und besitzen gerne graublaue Na-Kaliumfeldspäte. In Zweifelsfällen kann jedoch erst das Mikroskop Aufschluss geben. Kompliziert werden die Verhältnisse noch dadurch, dass wirkliche Übergänge zu Mischgneisen mit Na-Kaliumfeldspat konstatiert werden können (z. B. am Südgrat des Piz Cavradi). Andererseits gehen die dunkleren Varietäten zur Seltenheit in eigentliche Amphibolite über (Abnahme des Quarz- und Zunahme des Hornblendegehalts). Doch spielen Amphibolite als Ganzes in dieser Gesteinsassoziation eine verschwindend kleine Rolle; es ist nicht unwichtig, auf diesen Punkt hinzuweisen, da daraus hervorgeht, dass die Hornblendegneise nicht etwa eine schmale Übergangszone zu grösseren Amphibolitmassen darstellen, sondern selbständige, grössere Gesteinskomplexe aufbauen. Auffällig ist auch das Auftreten der plagioklasreichen, hornblendeführenden Typen in kleinen Linsen (1—5 m breit und 5—20 m lang) in gewöhnlichem Biotit-Albitoligoklasgneis oder Biotit-Andesingneis.

Unterteilung nach Mineralbestand: Die Unterteilung kann nach zwei Richtungen hin erfolgen: einerseits nach dem Plagioklasgehalt und andererseits nach der Art der dunklen Gemeng-

teile. Der Plagioklasgehalt schwankt zwischen 25 und 60 Vol.-%. Gesteine mit mehr als 43 Vol.-% Plagioklas erhalten im folgenden die Zusatzbezeichnung „plagioklasreich“ und bilden die Gruppe I, während die Gruppe II diejenigen mit 25—43 Vol.-% Plagioklas umfasst. Diese an sich willkürliche Grenze von ungefähr 43% trennt die makroskopisch deutlich helleren Gneise von solchen, die sich makroskopisch von den übrigen biotitreichen Gneisen kaum unterscheiden. Der helle oder dunkle Gesamteindruck ist natürlich auch durch den Quarzgehalt beeinflusst, der kaum unter 15% geht und bis 35% betragen kann. Von den dunklen Gemengteilen ist Biotit (5—35%) immer vorhanden; daneben können Hornblende (0—30%) und Granat (0—20%) zu Hauptgemengteilen werden. Die folgende Zusammenstellung gibt die tatsächlich gefundenen Mineralkombinationen:

Gruppe I	Gruppe II
Biotit-Andesingneis	plagioklasreicher Biotit-Andesin-labradorgneis
Biotit-Hornblende-Andesin-labradorgneis	plagioklasreicher Biotit-Hornblende-Andesinlabradorgneis
Biotit-Hornblende-Granat-Andesinlabradorgneis	
Biotit-Granat-Andesingneis	plagioklasreicher Biotit-Granat-Andesingneis

Muskowit fehlt im allgemeinen und kommt nur in Übergangstypen zu Biotit-Oligoklasgneisen vor. Hornblende schliesst den hellen Glimmer immer aus.

Mikroskopische Beschreibung: Für Gesteine des GM ist der hochkristalline Meso- bis Katacharakter dieser Gruppe (manchmal ohne die geringste alpine Epi-Überarbeitung) auffällig. Die schönsten und frischesten Gesteine stammen von den Garves da Nual; diejenigen des Piz Cavradi zeigen schon deutlichere sekundäre Verschieferungs- und Umwandlungserscheinungen.

Plagioklas: Andesin bis Labrador, höchster An-Gehalt (bis 65 %) in Hornblendegneisen. Meist steigt auch der An-Gehalt mit zunehmender Menge an Plagioklas im Gestein. In Granatgneisen 30—45 % An, ebenso in Biotit-Andesingneisen. Nicht selten ist prachtvolle Zonarstruktur, mit fast immer inverser Zonenfolge, also mit saurem Kern (bis Oligoklas) und basischem Rand. Einschlüsse von rundlichem Tropfenquarz treten auf. Nicht selten findet man die Plagioklase ohne irgendwelche Umwandlungserscheinung; wo solche vorhanden ist, tritt vorwiegend Zoisit in büscheligen Aggregaten auf. In hornblendeführenden Gneisen scheint der Plagioklas oft stärker zersetzt als in biotitreichen. Er ist xenoblastisch, jedoch \pm isometrisch.

In der folgenden Tabelle sind einige Drehtischbestimmungen des An-Gehalts für die verschiedenen Typen zusammengestellt, wobei in jedem Schlicke mehrere Individuen vermessen wurden:

Lokalität	Schliff No.	Gestein	An-Gehalt der Plagioklase
Garves da Nual	695	Biotitgneis	38—43 % An
Piz Cavradi Westhang	PN L 16	Biotitgneis	38—45 %
Garves da Nual	1822	Hornblendebiotitgneis	33—46 %
Nordgrat Piz Cavradi	686	plagioklasreicher Biotit-Horn- blendegneis	45—50 %
Piz Cavradi	773	Biotit-Hornblendegneis	52—65 %
Ostflanke des Piz dil Maler	870	plagioklasreicher Biotit-Horn- blendegneis	42 %
Garves da Nual	801 b	plagioklasreicher Biotit- Granatgneis	35—41 %

Quarz: ausgesprochen xenoblastisch; häufig ohne jegliche Anzeichen postkristalliner Deformation.

Biotit: In Biotit- und Biotit-Granatgneisen besitzt Biotit einen Pleochroismus von hellgelb zu tiefbraun; in Hornblendegneisen ist der Glimmer im allgemeinen heller und zeigt in der Richtung der stärksten Absorption nur ein helles Gelbbraun. Meist fehlen Sagenit und pleochroitische Höfe; dafür tritt häufig Titanit als Einschluss oder in Form eines Saums um den Biotit auf. Manchmal ist beginnende Chloritisierung wahrnehmbar (Chlorit: graubraune I. F., 2V klein, positiv; also wohl zwischen Pennin und Klinochlor stehend). Oft ist der Glimmer lagenartig aggregiert.

Hornblende: Die u. d. M. häufig ziemlich hellgefärbte Hornblende dürfte z. T. strahlsteinartigen Gliedern nahestehen; doch ist nicht zu vergessen, dass wir bei den Hornblenden über den näheren Zusammenhang der optischen Eigenschaften mit der chemischen Zusammensetzung noch ungenügend orientiert sind. Am häufigsten sind folgende Eigenschaften:

c/n_{γ}	$14\frac{1}{2}$ —19°
n_{α}	hellgelbrün
n_{β}	grün mit bräunlichem Stich
n_{γ}	grün mit bläulichem Stich

Randlich ist die Farbe oft deutlicher blau, ohne dass sich in Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe eine Änderung bemerkbar machen würde. Grössere Individuen sind oft siebartig von Quarz erfüllt. \pm idioblastisch.

Granat: Die Kristalle besitzen Durchmesser bis zu 3 cm. Sie sind im allgemeinen frischer, weniger umgewandelt als in den saureren Granatgneisen mit Albitoligoklas. Längs Rissen ist beginnende maschenartige Umwandlung in Biotit und penninartigen Chlorit (braune und braungraue I. F.; kleiner, positiver wie negativer Achsenwinkel) nicht selten. Im Dünnschliff ist der Granat farblos bis schwach rötlich, makroskopisch rot bis tiefschwarzrot. Als Einschlüsse treten fast alle übrigen Mineralien des Gesteins auf, vor allem Biotit, Quarz, Erz und Rutil. Die Lichtbrechung ist grösser als 1,74; auf mikrochemischem Wege konnte die Abwesenheit grösserer Mengen Ca festgestellt werden, während die Reaktion auf Fe stark positiv ausfiel. Danach, nach Art der Umwandlungserscheinungen und nach der Farbe dürfte ein almandinreicher Granat vorliegen. Meist gut idioblastisch; vor allem kleinere Körner zeigen oft gut eigengestaltige Formen.

Muskowit: selten, nur in Übergangsgliedern zu Biotit-Oligoklasgneisen vorkommend, so z. B. in einem Gneis vom Osthang des Piz dil Maler, dessen Plagioklas einen An-Gehalt von 32 % aufweist.

Nebengemengteile: Zirkon, Klinozoisit, Apatit, Rutil, Erz (in basischeren, hornblendeführenden Typen meist Ilmenit mit Leukoxenrand), Chlorit. Auffällig ist der oft sehr geringe Erzgehalt der Biotit-Andesingneise.

Struktur: gleichkörnig-granoblastisch; in Bezug auf die dunklen Gemengteile idiolepidito-(Biotit)-, idionemato-(Hornblende)-blastisch. Meist homogen-monoschematisch, seltener durch lagenartige Anreicherung der hellen Gemengteile schwach stromatitisch.

Korngrößen: Quarz und Plagioklas 0,3—0,7 mm
Biotit und Hornblende bis 3 mm.

Textur: ausgezeichnet kristallisationsschiefrig bis lagig. In den plagioklasreichen, hellen Gneisen sind Biotit und Hornblende etwas weniger gut geregelt.

Genetische Verhältnisse: Chemische Analysen wurden noch keine durchgeführt, sind jedoch beabsichtigt. Aus der Fortsetzung der Zone nach Westen stammen zwei Analysen (P. NIGGLI (57)) von Gesteinen, die von P. NIGGLI als Granathornblendeplagioklasgneise bezeichnet worden sind. Ich war in der Lage, die dazugehörigen Dünnschliffe einzusehen und konnte feststellen, dass es sich nach dem Mineralbestand um Gesteine handelt, die meinen Biotit-Hornblende-Granat-Andesinlabradorgneisen sehr nahe stehen. Sie sind allerdings bedeutend feinkörniger und hornfelsartiger, deutliche Kristallisationsschiefung fehlt und Hornblende wie Biotit sind etwas blasser als z. B. in den Gesteinen des Piz Cavradi.

Die Berechnungswerte lauten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
I	152	30	42	20	8	.25	.52	2.2	.2
II	148	32	36½	23	8½	.13	.59	1.5	.3
	Q	L	M+Cp+Ru	π	γ	Ru	Cp		
I	39	39	22	.55	.00	.7	.4		
II	39	41	20	.58	.00	.5	.5		
I	Granathornblendeplagioklasgneis					Spannmatt, Unteralptal			
II	Granathornblendeplagioklasgneis					Glockenspitz, Unteralptal			

Zum Vergleich seien hier die von H. M. HUBER (41, S. 188) berechneten Mittelwerte der Amphibolite und der Paragneise des gesamten GM gegeben:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Biotitgneise	220	34	34	13	19	.37	.48
Amphibolite	115	21	48	24	7	.28	.53

Wie nach dem Mineralbestand zu erwarten ist, nehmen die beiden Gesteine aus dem Unteralptal chemisch eine Mittelstellung zwischen den gewöhnlichen Biotitparagneisen und den Amphiboliten ein, wobei sie allerdings einige Besonderheiten zeigen. c ist recht

hoch und entspricht schon weitgehend demjenigen der Amphibolite; al dagegen ist von der gleichen Grössenordnung wie in den Paragneisen, ist also ebenfalls recht hoch, während alk wiederum sehr tief ist, sodass bei beiden Analysen noch ein kleiner Tonerdeüberschuss resultiert. Die qz-Zahl ist bei beiden positiv, + 20 und + 14. Die Analysen zeigen deutlich, dass es sich nicht um normale Übergangsglieder von Paragneisen zu Amphiboliten handelt. Auch das „Amphibolitdilemma“ bei der Benutzung der chemischen Verhältnisse zur Entscheidung genetischer Fragen stellt sich noch nicht ein, da die beiden Analysen schon ausserhalb oder an die äusserste Grenze des Eruptivfeldes fallen. So kann Analyse I zwar mit dem orbitischen Magmentyp von P. NIGGLI (64) verglichen werden, doch ist ein kleiner Tonerdeüberschuss bei zugleich sehr niedrigem alk vorhanden. Ähnliches gilt für Analyse II: eine Bestimmung nach dem Schlüssel von P. NIGGLI führt zu leukomiharaitischem Magma, doch ist al um $5\frac{1}{2}$ Einheiten zu hoch. Es ist also vom chemischen Standpunkt aus höchst wahrscheinlich, dass es sich um Paragesteine, um Mergel, die eine Meso- bis Katametamorphose erlitten haben, handelt. Was hier für die Biotit-Granat-Hornblendegneise gesagt wurde, gilt natürlich im vermehrten Masse für die granatreichen, hornblendefreien Gneise, deren Tonerdeüberschuss noch grösser sein dürfte. Das Auftreten im Felde und die gesamte Gesteinsassoziation bestätigen durchaus den Paracharakter der Gneise der Gruppe I. Besonders zu erwähnen ist das massenhafte Auftreten von Kalksilikatlinsen, das Zusammenvorkommen mit Sillimanitgneisen und die grosse Variabilität im Mineralbestand auf kurze Distanz. Ein besonderes Problem stellt sich in den plagioklasreichen Typen (Gruppe II), die einen Feldspatgehalt bis 65% aufweisen können. Man könnte versucht sein, hier eine magmatogene Feldspatzufuhr anzunehmen, oder es könnten einzelne granatfreie, hornblendeführende Typen als metamorphe Quarzdiorite gedeutet werden. Die Auffassung der Feldspatzufuhr findet eine Stütze darin, dass Injektionsadern, ausgehend von Pegmatiten, keineswegs fehlen (manchmal mit grossen Hornblenden (d bis 5 cm), Stoffaufnahme aus dem Nebengestein!); dazu kommt, dass sowohl herzynische wie vorherzynische Eruptivgesteine in kleineren Vorkommen in dieser Zone gefunden werden konnten. Gegen diese Interpretation spricht indessen folgendes: mit zunehmender Menge an Plagioklas im Gestein nimmt auch der An-Gehalt der Plagioklase zu; die zugeführte Feldspatsubstanz müsste also sehr Ca-reich gewesen sein. Die Pegmatite und die von ihnen ausgehenden Injektionsadern

führen jedoch immer nur saure Plagioklase (bis Oligoklas) und z. T. reichlich Na-Kaliumfeldspäte. Ausserdem sind die plagioklasreichen Gneise im allgemeinen strukturell homogen. Eine Feldspatisierung durch Stoffzufuhr ist also nicht sehr wahrscheinlich. Nicht leicht zu entscheiden ist die Frage, ob nicht auch Quarzdiorite als ursprüngliche Gesteine vorgelegen haben; am ehesten könnte diese Deutung für die granatfreien, hornblendeführenden, plagioklasreichen Gneise, wie sie z. B. am Nordgrat des Piz Cavradi und an der Felsschwelle im Maigelstal nördlich des Lai della Siarra vorkommen, in Erwägung gezogen werden. Allein die häufigen allmählichen Übergänge in biotit-granatreiche Gneise einerseits und der meist nicht geringe Quarzgehalt in Kombination mit basischem Plagioklas andererseits sprechen wohl auch hier dafür, dass nur Paragesteine vorliegen.

Es liegt also mit grosser Wahrscheinlichkeit lediglich ein Komplex von Übergangsgesteinen von (vorwiegend kalkigen) Mergeln zu (z. T. etwas sandigen) Tonen vor, der eine Meso- bis Katamorphose mit nachfolgender meist sehr schwacher Epimetamorphose erlitten hat.

3. *Sillimanitgneise.*

Sie konnten nur im Gebiet der Garves da Nual nachgewiesen werden; der wichtigste Fundort hat die Koord. 699,00/166,07. Begleitgesteine sind die ebenfalls hochmetamorphen Granat-Andesingneise und Biotit-Andesingneise. Auffällig ist der grosse Reichtum an Kalksilikatfelseinschlüssen. Makroskopisch sind es rostig verwitternde, feinschiefrige, glimmerreiche Gneise; der Sillimanit ist an frischen Stücken nur mit Mühe als weisser, faseriger Filz erkennbar. Es ist durchaus möglich, dass die Verbreitung dieser Gesteine eine viel ausgedehntere ist, da sie im Felde nur schwer von den übrigen Biotitgneisen unterschieden werden können.

Mikroskopische Beschreibung: Bis 40—50% des Gesteins wird von rotbraunem Biotit aufgebaut, der reich an Erzeinschlüssen und pleochroitischen Höfen ist und häufig Sagenit führt. Der Sillimanit tritt sowohl in grösseren Stengeln wie auch in Form von feinen Nadeln als Einschluss im Quarz auf. Grössere Individuen zeigen deutlich die etwas unregelmässige Querabsonderung. Eine postkristalline mechanische Beanspruchung äussert sich in einer stark undulösen Auslöschung der grösseren Stengel; daneben stellt man auch eine beginnende Serizitisierung fest, die stellenweise so stark ist, dass nur noch reliktsche Partien des ursprünglichen Sillimanits übrigblieben. Weitere HGT sind Quarz und Plagioklas (Oligoklas); der letztere ist schwach serizitisiert und zoisitisiert. Eine mehr untergeordnete Rolle spielt

Muskowit, der in wenigen Individuen auftritt. NGT sind Erz, Zirkon und Apatit.

Struktur grano-lepidoblastisch, Textur ausgezeichnet kristallisationsschiefzig.

Sillimanit ist bisher im GM noch nie nachgewiesen worden. Seine Eigenschaft als zonentypisches Mineral der Katazone ist wichtig zur Beurteilung der metamorph-faziellen Verhältnisse dieser gott-hardmassivischen Gneise. In genetischer Hinsicht liegt, nach dem aus dem Mineralbestand ableitbaren Chemismus, ein katametamorpher Tonschiefer vor. Die Frage nach der Ursache des Vorliegens einer „Katametamorphose“ wird auf S. 93 behandelt werden, nach der Besprechung der im engen Verband mit den Sillimanitgneisen und den basischen Gneisen auftretenden Kalksilikatfelseinschlüssen.

4. Kalksilikatfelseinschlüsse.

Kalksilikatfelse sind im GM nicht unbekannt. Berühmt geworden ist vor allem die Kalksilikatlinse des Piz Tegliola im Maigels-tal, die in Mineralklüften von alpinem Typus eine schöne und reichhaltige Paragenese (Granat, Epidot, Klinozoisit, Calcit, Quarz, Strahlstein, Chlorit und Adular) führt. Schon H. B. DE SAUSSURE erwähnt in seinen „Voyages dans les Alpes“ (tome IV, p. 87—90) die „Hyacinthes de Disentis“. Eine nähere Bearbeitung fand dann das Vorkommen als Ganzes durch GRUBENMANN (33). Seither wurden noch hie und da vereinzelte kleinere Kalksilikatfelslinsen gefunden:

P. NIGGLI (57) erwähnt Kalksilikatfelse westlich der Baduskette.

ALB. HEIM ((36) II, S. 191) gibt nach P. NIGGLI als Fundorte von „Marmorlinsen mit Kalksilikaten und Hornfelsen“: Muttental, Unteralp, Alp Lohlen, am Badusstock, Piz Tegliola und Val Maigels.

E. AMBÜHL (1) fand Kalksilikatfelse im Schutt in einem steilen Tobel in der Nähe von Mundbühl (P. 2139,5), Unteralp auf 1985 m Höhe; er erwähnt auch eine mündliche Mitteilung von Dr. BIAESCH, der solchen Gesteinen im Gebiete des Tomasees begegnet ist.

Die Funde standen jedoch alle mehr oder weniger vereinzelt da; es schien sich nur um sporadisch und selten auftretende Gesteinsarten zu handeln. Umso überraschender war es nun, bei den Feldaufnahmen festzustellen, daß kleinere Kalksilikatfelslinsen in bestimmten Zonen geradezu massenhaft auftreten. Es muß allerdings betont werden, daß die kleineren Linsen im Felde bei Kartierungsarbeiten sehr leicht übersehen werden können, besonders wenn die Aufschlüsse mangelhaft sind. Es braucht ein etwas darauf eingestelltes Auge, um sie sofort zu erkennen.

Vorkommen. Die Fundpunkte decken sich im allgemeinen mit dem Auftreten der unter 2. und 3. beschriebenen Gesteinsgruppen (basische Gneise und Sillimanitgneise). Am schönsten sind die Aufschlüsse in den schon mehrfach erwähnten Garves da Nual, wo sie zu Dutzenden auftreten. (Ein prachtvoller Aufschluß z. B. zeigt die Koord. 699,08/166,12, wo die Kalksilikatknollen im Sillimanitgneis auftreten.) Etwas weniger häufig sind sie in der westlichen Fortsetzung der Zone am Piz Cavadri. Wieder zahlreicher treten sie noch weiter westlich, ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes, am Six Madun auf, wo sie von H. M. HUBER (nach mündlicher Mitteilung) neuerdings wiederum in gleicher Ausbildung massenhaft gefunden worden sind. Im einzelnen wurden sie bisher als Einschlüsse in folgenden Gesteinen konstatiert: in Sillimanitgneisen, Biotitandesingneisen und Granat-Biotit-Andesingneisen. In hornblendereichen Gesteinen scheinen sie zu fehlen. Ähnliche, doch granatfreie Quarz-Klinozoisit-Karbonatlinsen kommen auch in Biotit-Oligoklasalbitgneisen vor. Die Kalksilikatfelslinsen treten also durchwegs in Paragesteinen auf und unterscheiden sich dadurch von den bekannten Kalksilikatfelsen des Aarmassivs, die in Graniten und Granitgneisen als exogene Einschlüsse vorkommen (Krüzlipaß, Val St. Placi).

Nach Norden zu ist ihr Auftreten begrenzt; die dem Permo-karbon direkt vorgelagerten Gneise sind frei von Einschlüssen dieser Art. Ebenso ist ihr Auftreten nach Osten begrenzt; östlich des Nalpserrheins konnte bisher kein Vorkommen namhaft gemacht werden. Ihr Verbreitungsgebiet deckt sich also weitgehend mit demjenigen der „basischen Gneise“. Im südöstlichen GM, das H. M. HUBER (41) bearbeitet hat, scheinen sie gänzlich zu fehlen.

Makroskopisches Aussehen. An Grösse lassen sie sich mit der Linse des Piz Tegliola, die nach Angaben von GRUBEN-MANN (33) 4 m auf 50 m misst, nicht vergleichen. Der grösste von mir gefundene Kalksilikatfelseinschluss hat eine maximale Ausdehnung von nur 1 m. Häufig sind lineare Grössen von 20 bis 50 cm. Dafür treten die Linsen nun aber stellenweise so zahlreich auf, dass lokal bis $\frac{1}{5}$ des Anstehenden von solchen Einschlüssen eingenommen wird. Die Form variiert von kugelig zu flach-linsig. Manchmal erscheinen sie gegenüber der Schieferung des umgebenden Gneises verdreht, ganz ähnlich wie gedrehte Porphyroblasten. Die Schieferung des Nebengesteins schmiegt sich meist konkordant der Linse an; häufig ist auch in einschlussreichen Partien eine äusserst

turbulente Textur zu beobachten, wie dies aus Fig. 3 gut ersichtlich ist.

Alle Einschlusskörper lassen eine mehr oder weniger deutliche Zonarstruktur erkennen. Im Innern befindet sich meist ein hellrötlicher Kern, dem nach aussen, gegen den Kontakt mit dem Nebengestein hin, eine graugrün gefärbte, häufig nur schmale Zone folgt. Eine weniger häufige, mehr im Norden auftretende Ausbildung zeigt eine einheitliche graue bis graugrünliche Farbe.

Es handelt sich immer um sehr feinkörnige, ausserordentlich zähe Gesteine, die der Handstückgewinnung beträchtlichen Widerstand entgegensetzen.

Mineralbestand. Es lässt sich deutlich eine primäre Kata-Mineralgruppe von einer sekundären Meso- bis Epi-Mineralgruppe abtrennen. Die primäre Gruppe ist metamorph-faziell den primären Meso- bis Kataparagenesen der Umgneise gleichzustellen; die sekundäre Mineralgruppe entspricht den diaphthoritischen Epi-Neubildungen in den Gneisen.

Primäre Mineralien sind: Granat, Quarz, Diopsid, Plagioklas, Titanit und Hornblende.

Sekundäre Mineralien sind: Zoisit, Klinozoisit, Strahlstein, Calcit, Serizit.

1. Typen mit rötlichem, granatführendem Kern. Die hellrötlichen Kerne bauen sich im wesentlichen nur aus zwei Hauptgemengteilen, Granat und Quarz, in ungefähr gleichen Volumenteilen, auf. Beide zusammen, mit den Neubildungen aus Granat, machen fast immer mindestens $\frac{3}{4}$ des Gesamtgesteinsvolumens aus. Der Granat bildet ein mehr oder weniger zusammenhängendes Netz, in dessen Maschen xenoblastische Quarze sitzen ($d = 0,05 - 0,16$ mm). NGT sind kurzsäuliger, farbloser Diopsid und Titanit. Sie können zum Teil auch zu eigentlichen HGT werden. In epi-metamorph überprägten Typen wandelt sich Granat in Zoisit, Klinozoisit und Karbonat um, während Quarz undulös auszulöschen beginnt. Der Granat dürfte nach Farbe und Art der Umwandlungsprodukte als vorherrschende Komponente Grossular enthalten, im Gegensatz zu den Almandinen der Granatgneise. (Die Lichtbrechung liegt wenig über der von Methylenjodid.) Man wird wohl nicht fehl gehen, wenn man ihm eine ähnliche Zusammensetzung wie dem von L. HEZNER analysierten Grossular (GRUBENMANN (33)) aus der grossen Kalksilikatlinse des Piz Tegliola zuschreibt, dessen Molekularwerte wie folgt lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
74	24	9	67	0	0	.11	.6

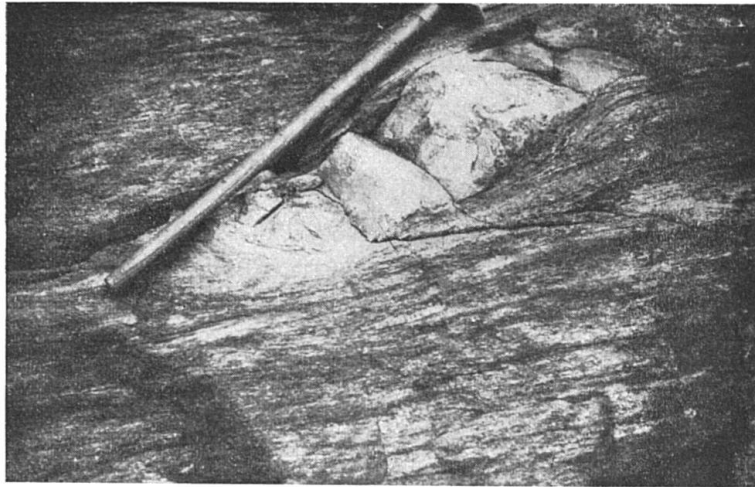


Fig. 2. Kalksilikattfelseinschluss in Biotit-Andesingneis. Garves da Nual. Zeigt eine mehr flachlinsige Ausbildung.



Photo H. M. HUBER

Fig. 3. Dichte Häufung von Kalksilikattfelseinschlüssen in Granat-Biotitgneis. Nordöstlich Six Madun (ausserhalb des engeren Untersuchungsgebiets, in der westlichen Fortsetzung der Zone der basischen Gneise). Deutlich ist die zonare Struktur der Einschlüsse zu erkennen. Die schwarzen Flecken im Gneis sind grosse Granatkristalle. Der ganze Gesteinskomplex, der eine stark turbulente Textur zeigt, wird von einzelnen Injektionsadern (weiss) durchzogen.

Die Struktur ist granoblastisch, die Textur meist massig, doch kann hie und da auch praekristalline Paralleltexur in dem Sinne beobachtet werden, dass die Netzmaschen eine längliche Form besitzen.

Die grüngrauen Randzonen sind von wechselnder Dicke: häufig sind sie im Vergleich zum rötlichen Kern sehr schmal (5 mm bis 3 cm), können aber auch die Hauptmasse der Linse bilden und nur noch einen kleinen Granatquarkern umschliessen. U. d. M. sind die Randzonen durch das Zurücktreten von Granat, das stärkere Hervortreten von Diopsid und das Neuauftreten von Plagioklas und Hornblende gekennzeichnet. Nicht selten kann auch eine innere Randzone mit vorwiegend Diopsid und eine äussere, an Hornblende reichere, konstatiert werden. Die Epi-Überarbeitung ist immer viel ausgeprägter als in den Kernen; der Plagioklas ist fast durchwegs in Zoisit, Calcit und Serizit umgewandelt. Die Hornblende ist beinahe farblos, strahlsteinartig; einzelne stärker gefärbte Partien deuten darauf hin, dass vielleicht früher eine Meso-Hornblende vorlag. Granat setzt sich in Zoisit, Klinozoisit und Calcit um. Da die Epi-Neubildungen, die aus Granat hervorgehen, denjenigen aus den Plagioklasen weitgehend entsprechen, kann häufig nicht mehr entschieden werden, ob primär Granat oder Plagioklas vorgelegen hat. Wichtigster NGT ist Titanit, daneben kann Calcit, Erz und Apatit gefunden werden.

Der oft sehr beträchtliche Anteil an Epi- bis Mesoneubildungen in den Kalksilikatfelslinsen (bei nicht selten vollständiger Erhaltung der massigen Textur) ist eigentlich sehr auffällig, wenn man sie mit den Gneisen, die die Einschlussträger sind, vergleicht. Es dürfte dies wohl darauf zurückzuführen sein, dass der Katamineralbestand der Linsen besonders zonenempfindlich ist; vor allem gilt dies wohl für Grossular, stark basischen Plagioklas und Diopsid. Es bezieht sich auch die übliche Zonengliederung der Alumosilikatgesteine auf andere Temperaturen als die der Kalksilikatgesteine, das heisst, es tritt bei letzteren bereits ein Epimineralbestand auf, wenn die ersteren noch mesothermales Verhalten zeigen.

II. Granatfreie Typen, einheitlich grau. Im einzelnen sind sehr verschiedene Ausbildungen konstatiert worden. Nicht selten sind Typen, die im wesentlichen aus Quarz und Klinozoisit bestehen (NGT Erz, Titanit und Karbonat). Andere wieder sind sehr quarzreich (bis 75%) und führen daneben noch Calcit, Chlorit und Plagioklas, der, nach dem Fehlen von Zoisit als Umwandlungsprodukt, oft sehr sauer sein kann.

Ob alle diese Typen II ursprünglich ebenfalls granat- und diopsidführend gewesen sind, oder ob es sich um bereits primäre Unterschiede handelt, konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden. Auffällig ist, dass die granatfreien Typen mehrheitlich in den saureren Biotit-Albitoligoklasgneisen auftreten, und in den Gneisen mit basischem Plagioklas und in den Sillimanitgneisen eher selten sind.

Ähnliche Vorkommen in anderen Gebieten. Die Art des Auftretens der hier beschriebenen Kalksilikatlinsen des GM ist diejenige in hochmetamorphen Paragneisen, als wohl syngenetische Einlagerungen. Mit den exogenen Kalksilikatfelsschollen in Eruptivgesteinen, wie sie z. B. im Aarmassiv nicht selten sind (Krüzlipass, Val St. Placi), lassen sie sich daher nicht unmittelbar vergleichen.

Während der Ausarbeitung der vorliegenden Arbeit publizierte HENTSCHEL (38) seine ausserordentlich interessanten Untersuchungen über die „Kalksilikatischen Bestandsmassen in den Gneisen des schlesischen Eulengebirges“. Die Analogie zwischen diesen Vorkommen und den von mir beschriebenen ist eine weitgehende; Form, Grösse, Mineralbestand stimmen überein, ebenso die Einlagerung in Paragneisen. Auch in der Schweiz sind ähnliche Vorkommen nicht unbekannt; ziemlich gross ist die Analogie mit den Kalksilikatlinsen des Monte Ceneri-Gebietes (BÄCHLIN (3)). Es sind jedoch gewisse Unterschiede festzustellen: Die Kalksilikatfelseinschlüsse des insubrischen Kristallins haben nur selten einen granatreichen Kern; als Hauptparagenese gibt BÄCHLIN an: Quarz, Hornblende, Zoisit, Diopsid und Calcit.

Eine Zusammenstellung aller bisher bekannten Fundorte in herzynischen Gneisgebieten Europas werde ich später, bei der Diskussion der stratigraphischen Bedeutung dieser Einschlüsse (S. 131) geben. Einige aussereuropäische oder ausserherzynische Vorkommen sind bei BÄCHLIN angeführt. Wichtig ist vor allem auch eine Arbeit von ESKOLA (22).

Genetische Verhältnisse. Die chemische Zusammensetzung der Kerne lässt sich unter der Voraussetzung, dass die Granate chemisch dem analysierten Granat des Piz Tegliola (GRUBENMANN (33)) ungefähr entsprechen, berechnen. Für einen Linsenkern, bestehend aus 50% Quarz und 50% Granat, erhält man so die folgende Zusammensetzung (Molekularwerte nach NIGOLI):

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
262	24	9	67	0	0	.11	.6

Ein Zweifel an der sedimentogenen Natur dieser Gesteinskörper ist wohl kaum möglich; schwieriger ist die Frage zu entscheiden, wie das Ursprungsmaterial im Detail ausgebildet war und welches seine Beziehungen zum Nebengestein sind. In den obenerwähnten Arbeiten, die sich mit gleichen oder ähnlichen Bildungen befassen, findet man im wesentlichen zwei Erklärungsversuche; ESKOLA (22) und BÄCHLIN (3) deuten die von ihnen beschriebenen Kalksilikateinschlüsse als metamorphe Kalkkonkretionen. Sie nehmen also an, dass die meist rundliche, brotlaibartige Form primär sei und später nicht wesentlich verformt wurde. ESKOLA präzisiert seine Angaben noch näher: er vergleicht die Kalksilikatfelseinschlüsse und ihre Umgneise mit diluvialen Bändertonen, die Kalkkonkretionen enthalten.

HENTSCHEL (38) kommt zu anderen Schlüssen. Er hält die heute vorliegende, oft rundlich-knollenförmige Gestalt im wesentlichen für sekundär. Sie sei durch verformende Bewegungsvorgänge im Gefolge einer den ganzen Komplex erfassenden Dislokationsmetamorphose geschaffen worden. Es braucht daher nicht an Konkretionen gedacht zu werden; primär normal-schichtiger Absatz ist ebensogut möglich. Das vermutliche Ausgangsmaterial hatte nach diesem Autor den Charakter von schmalen Lagen und Schmitzen eines kalkigen Sandsteins, der normal-sedimentäre Zwischenlagerungen in Tonschiefern und Grauwacken bildete. HENTSCHEL betont, dass es natürlich nicht notwendig sei, an einen durchgehenden Sandsteinhorizont zu denken; wahrscheinlicher sei eine vielfach unterbrochene Sedimentation in Form von Schmitzen und wenig mächtigen Lagen. Im Verlauf dislokationsmetamorpher Vorgänge seien dann die Sandsteinlagen und Schmitzen in einzelne kleine Bruchstücke aufgelöst worden und zu \pm rundlichen knollenförmigen Körpern verformt worden. Die Mikrostruktur der granatreichen Kerne deutet HENTSCHEL als Reliktstruktur, indem er annimmt, dass das Granatnetzgefüge des ehemaligen kalkig-tonigen Zement des vorwiegend Quarz als klastische Komponenten enthaltenden Sandsteins entspreche.

Es ist selbstverständlich, dass nicht für alle Kalksilikateinschlüsse eine einheitliche Entstehungsweise angenommen werden muss; es wäre dies sicher eine unzulässige Vereinfachung. Was nun die gotthardmassivischen, hier beschriebenen Vorkommen anbetrifft, so kam ich, unabhängig von HENTSCHEL, durch die Feldbeobachtungen zu ganz analogen Schlüssen. Fraglich erscheint mir einzig, ob die Mikrostruktur der Einschlüsse tatsächlich als Reliktstruktur gedeutet werden darf.

Die Feldbeobachtungen, die zu einer mit derjenigen von HENTSCHEL weitgehend übereinstimmenden Deutung geführt haben, sind die folgenden:

1. Die Gneistexturen, insbesondere auch die turbulenten und feingefalteten Texturen im Grossen (siehe Fig. 3) weisen eindeutig starke differentielle Bewegungsvorgänge im gesamten Gesteinskomplex nach. Eine rein statische Regionalmetamorphose, wie sie ESKOLA (22) annimmt, erscheint daher unwahrscheinlich.

2. Drehungen und Wälzungen der Einschlüsse im umschliessenden Gneis sind deutlich erkennbar.

3. Die Einschlüsse häufen sich oft in schmalen Zonen parallel dem Streichen der Gneise. Die Möglichkeit, dass primär ausgedehntere, schmale Kalksandsteinlagen vorgelegen haben, ist daher nicht von der Hand zu weisen.

4. Eine weitere, gewichtige Stütze erwächst dieser Deutung durch das Vorkommen am Piz Tegliola, wo die Grösse der Kalksilikatfelslinse (4 m auf 50 m) die Theorie der Kalkkonkretionen ausschliesst. Dass diese Linse aber in enger genetischer Beziehung mit den hier beschriebenen, allerdings viel kleineren Bildungen steht, ist, abgesehen von den Analogien im Mineralbestand, sehr wahrscheinlich, da sie in der Fortsetzung der Zone der Garves da Nual und des Piz Cavradi liegt und ebenfalls von Paragneisen umgeben ist. Es dürfte sich hier um ein lokales Mächtigerwerden eines der Kalksandsteinhorizonte handeln.

Ein weiteres Problem stellen die diopsid- und hornblendereichen Randzonen der Einschlüsse. HENTSCHEL deutet sie als eine chemische Reaktionszone, entstanden durch Stoffaustausch zwischen Gneis und Einschluss während der den ganzen Gesteinskomplex erfassenden Katametamorphose. Er schlägt für solche Bildungen den Namen *Mesitis* vor. Die in den gotthardmassivischen Vorkommen gemachten Beobachtungen widersprechen zum mindesten dieser Hypothese in keiner Weise. Es kann aber natürlich auch an primär-sedimentäre Übergangszonen gedacht werden.

Zur Katametamorphose des Komplexes der „bassischen Gneise“, Sillimanitgneise und Kalksilikatfelseinschlüsse. Wie die kalkig-sandigen (heute Kalksilikatfelse) und die rein tonigen (heute Sillimanitgneise) Einlagerungen dartun, herrschten in der beschriebenen Zone zum Teil schon eigentliche Kata-Bedingungen. Wir haben in diesen Gesteinen also die höchstmetamorphen Paragesteinsassoziationen des Gotthardmassivs vor uns. Wie aus der ganz ausgezeichneten Paralleltexur der Gneise, den auf Bewegungen hinweisenden turbulenten Grosstexturen und

der auf Verformungsvorgängen beruhenden Gestalt der Kalksilikatfelseinschlüsse eindeutig hervorgeht, spielten dislokationsmetamorphe Prozesse und die mit ihnen auftretenden Stressfelder eine wesentliche Rolle. Eine reine Dislokationsmetamorphose führt jedoch selten zu eigentlichen Kata-Bedingungen; es steht denn auch für die meisten Kataserien anderer Gegenden — wie im Valpeltine, im niederösterreichischen Waldviertel und in Skandinavien usw. — eine Beteiligung von Kontaktmetamorphose fest. Wir sind nun zwar in grösserer Entfernung mächtiger aufgeschlossener Eruptivkörper, doch fehlen weder Anzeichen herzynischer magmatischer Tätigkeit (intermediäre Gänge), noch solche vorherzynischen Alters (Orthogneislinse, Pegmatite mit Injektionsadern). Ich glaube nun allerdings nicht, dass die im Ganzen doch recht geringe Injektion und der sehr schmale Orthogneiszug im Stande gewesen wären, die gesamte umliegende Gesteinsserie im eigentlichen Sinne kontaktmetamorph umzuprägen, — viel eher handelt es sich um eine mehr regionale Temperaturerhöhung, teils durch heute nicht aufgeschlossene umfangreichere magmatische Körper in der Tiefe, teils auch durch Versenkung der Region in grössere Erdrindentiefe. Merkwürdig bleibt aber auf alle Fälle, dass die höchstmetamorphen Gneise des GM nicht dort zu finden sind, wo die intensivste Injektion von den vorherzynischen Streifengneiskörpern aus erfolgt ist, und auch nicht in Kontaktnähe der grösseren, heute aufgeschlossenen herzynischen Granit- und Granodioritbatholiten.

Indessen ist auch folgendes zu beachten: Sillimanit, Grossular und Diopsid sind Mineralien, die nur bei starkem Tonerdeüberschuss oder hohem Ca-Gehalt auftreten. Im pneumatolytisch oder injektionsmässig beeinflussten normalen Kontakthof mit Tendenz zur Alkalisierung werden diese Mineralien nur ausnahmsweise entstehen. Alkalizufuhr und vermehrte Durchgasung mit Dämpfen führt zu einem andern Mineralbestand. Deshalb kann mindestens zum Teil der „katazonale Charakter“, soweit er durch die Gegenwart der genannten Mineralien verstärkt scheint, gerade darauf beruhen, dass bei allgemeiner Durchwärmung die unmittelbare magmatische Stoffzufuhr bedeutungslos war. Es ist ja immer zu bedenken, dass die schematische Einteilung in kata-, meso-, epithermale Mineralbestände den absoluten Temperaturen nach eine für verschiedenen Pauschalchemismus nicht übereinstimmende ist.

Über das Alter der Katametamorphose kann mit Sicherheit gesagt werden, dass sie voroberkarbonisch und daher auf keinen Fall alpin sein kann, da die jungherzynischen intermediären Gänge, die

diese Serie durchsetzen, alpin nur schwach epimetamorph überprägt sind.

5. *Serizit-Biotitgneise, Serizit-Muskowitgneise, Chloritgneise.*

Schon in den bisher besprochenen Gesteinsgruppen konnte fast immer neben einer älteren, der Meso- bis Katazone angehörenden Mineralgruppe eine jüngere, sekundäre Gruppe von Epi-Mineralien festgestellt werden. Mehr oder weniger ausgeprägt sind alle gotthardmassivischen Gneise zugleich diaphthoritische Gesteine. Mancherorts kann, meist unter gleichzeitiger starker mechanischer Verschieferung, diese Epi-Überprägung im Gesteinsbild dominieren. Es entstehen so, z. T. stark verschieferte, serizit-chloritreiche Gneise.

Manche Gneise mit vorwiegend Epimineralbestand zeigen noch deutlich ihre diaphthoritische Natur durch Mesomineralrelikte (Granat, Mesohornblende, basische Plagioklase) und durch Übergänge zu normalen Mesogneisen. Für einen Teil der Serizit-Chlorit-Biotitgneise jedoch darf in genetischer Hinsicht eine andere Deutung nicht ohne weiteres ausser Acht gelassen werden. Es könnte sich bei ihnen um Gesteine handeln, die primär nie meso- bis katametamorph waren, die also schon voralpin als epi- bis mesometamorphe Gneise vorlagen und sich primär von den übrigen Gesteinen des GM durch einen geringeren Grad der Metamorphose unterschieden haben. In diesem Falle würden sie eine Zwischenstellung zwischen dem nachgranitischen Permokarbon und den Mesogneisen des Altkristallins einnehmen. Diese Deutung ist am ehesten möglich für die Gneise, die in einer schmalen Zone (20 bis 400 m Breite) direkt südlich des Permokarbons durchziehen. Ihr Auftreten ist die Ursache dafür, dass oft die genauere Abgrenzung Permokarbon-Altkristallin nur mit einiger Mühe erfolgen kann. In diesen Gesteinen finden sich in der Tat oft Anklänge an psammitische Reliktstrukturen, die allerdings nur schwer von den übrigen kataklastischen Gefügebildern unterschieden werden können. Ihr noch vorgranitisches Alter wird durch die sie durchsetzenden Pegmatite wahrscheinlich gemacht; dadurch unterscheiden sie sich auch vom nachgranitischen Permokarbon. Weiterhin sind sie durch das Auftreten von Quarziten charakterisiert. AMBÜHL (1) kommt für das Gebiet nördlich Andermatt zu ganz ähnlichen Schlüssen, indem er auch für die direkt südlich an das Permokarbon anschliessende Gneiszone einen schon voralpin geringeren Metamorphosengrad für durchaus möglich hält.

Innerhalb der aus irgend einem Grund wirklich als diaphthoritisch erkennbaren Gesteine dieser Gruppe lassen sich in der Art

der Epiüberprägung zwei Tendenzen unterscheiden. In einem ersten Typus geht mit den Umwandlungserscheinungen und den kristalloblastischen Neubildungen eine starke mechanische Einwirkung Hand in Hand, die eine Verschieferung und beginnende Mylonitisierung zur Folge hatte. In einem zweiten Typus spielt mechanische Beanspruchung eine geringe Rolle, Umwandlung der Mesomineralien und Anpassung an den Epimineralbestand stehen im Vordergrund.

Typus I: Die Gesteine zeigen schon im Handstück deutliche Anzeichen einer sekundären Verschieferung, sie zerfallen leicht unter dem Hammer. Auf dem Hauptbruch tritt der neugebildete Serizit durch seinen Seidenglanz stark hervor. U. d. M. erkennt man die starke mechanische Einwirkung in der Kataklyse des Quarzes und in einer starken Zerfetzung des Biotits. Als Neubildung tritt vor allem Serizit in Strähnen auf, manchmal zusammen mit Chlorit. Diese Strähnen scheinen z. T. aus den Plagioklasen durch Regelung der Serizitfüllung hervorzugehen. Auffällig ist, dass der Biotit, trotz starker Zerfetzung, oft keine Spur einer Chloritisierung besitzt. Bei zunehmender Umprägung bilden sich jedoch granoblastische, feinkörnige Gewebe aus Quarz und Chlorit. — Die Gesteine dieses Typus können als Blastomylonite bezeichnet werden. Im Val Gierm kommen auch biotitfreie bis biotitarmer Serizit-Muskowitgneise vor. Z. T. handelt es sich hierbei um verschieferete Mischgneise (s. S. 101).

Die Hauptverbreitung der Serizit-Biotit- und Serizit-Muskowitgneise liegt im Osten des Untersuchungsgebietes, gegen die Lukmanierstrasse hin. Dort gehört fast die gesamte nördliche Paragesteinszone dazu. Im Westen spielen sie eine mehr untergeordnete Rolle; die Meso- bis Katagneise sind dort alpin nur wenig verändert. In Richtung quer zum Massivstreichen kann eine Zunahme alpiner Überprägung von Süden nach Norden, gegen das Permokarbon hin, konstatiert werden.

Typus II: Im Handstück ist keine sekundäre Verschieferung erkennbar; gegenüber den noch wenig veränderten Biotit-Mesogneisen fällt jedoch das Fehlen von Biotit auf. Dafür erscheint im Hauptbruch eine leicht grünliche Farbe. Gesteine dieser Art treten an verschiedenen Stellen in schmalen Zügen (1 m bis 10 m breit) auf; im Gegensatz zu Typus I mehr in den südlicheren Teilen des Untersuchungsgebietes.

U. d. M. erweisen sie sich als chloritisierte Biotitgneise. Der in Relikten noch erkenntliche braune Biotit ist in Chlorit, unter gleichzeitiger Titanitabscheidung, umgewandelt; zugleich sind die sauren Plagioklase stark zersetzt. Der Chlorit hat folgende Eigenschaften: braune bis braunviolette I. F., sehr

geringe Doppelbrechung, n'_α in Längsrichtung, sehr schwacher Pleochroismus in hellgrün. Es handelt sich demnach um Pennin oder um ein Übergangsglied von Pennin zu Klinochlor. Im übrigen gleichen die Gesteine durchaus den gewöhnlichen Biotit-(Muskowit)-Albitoligoklasgneisen. Anzeichen stärkerer mechanischer Beanspruchung fehlen.

Fraglich ist, ob diese Art Epiüberprägung stets der alpinen Dislokationsmetamorphose zugeschrieben werden muss. Es sei nur darauf hingewiesen, dass R. BÄCHLIN (3) ähnliche Chloritisierungserscheinungen an Biotitgneisen mit längs Kluftsystemen wandernden hydrothermalen Lösungen unbekannten Ursprungs in Beziehung setzt.

6. *Phyllite*.

Innerhalb des altkristallinen Kerns treten an mehreren Stellen Gesteine auf, die dem äusseren Habitus und dem Mineralbestand nach dem nachgranitischen Permokarbon der UGM sehr nahe stehen. Von der Gruppe der Serizit-Biotitgneise unterscheiden sie sich durch den feinschiefrigen, phyllitischen Habitus. In genetischer Hinsicht konnten drei grundsätzlich verschiedene Bildungsweisen festgestellt werden, ohne dass es gelungen wäre, in jedem Fall zu entscheiden, was nun wirklich vorliegt, da Konvergenztypen sehr häufig sind.

Typus I ist durch kontinuierliche Übergänge über Serizit-Biotitgneise mit den gewöhnlichen Biotit-(Muskowit)-Albitoligoklasgneisen verbunden und entsteht aus diesen durch zunehmende Verschieferung. Relikte von braunem Biotit sind noch häufig, ebenso solche von Plagioklas.

Typus II. Hier sind keine sicheren Anzeichen einer Diaphthorose festzustellen; es kann sich daher um Gesteine handeln, die nur eine Epimetamorphose erlitten haben. Quarz, Serizit, Chlorit, Karbonat und Albit bauen im wesentlichen diese feinschiefrigen Gesteine auf. Sie treten innerhalb des altkristallinen Kerns, oft zusammen mit Quarziten, in schmalen (10–30 cm breiten) Zügen auf. Nach den bisherigen Feldbeobachtungen sind sie pegmatitfrei. Im Grossen und Ganzen sind sie den Gesteinen des Permokarbons der UGM recht ähnlich, allerdings fehlen dort reine Quarzite. Die Frage ist offen, ob diese Gesteinszüge ein spätherzynisch in das Altkristallin eingefaltetes nachgranitisches Permokarbon sind oder ob es sich um noch vorgranitisches Altkristallin in besonderer Ausbildung handelt. Im letzteren Fall wären die Gesteine mit den in Abschnitt 5 (S. 95) erwähnten, nicht-diaphthoritischen Serizit-Biotitgneisen am Nordrand des altkristallinen Kerns des GM in Beziehung zu setzen.

Die meisten dieser Phyllit-Quarzitzüge treten im Val Cornera am Osthang des Piz Cavradi und in der Westflanke des Piz dil Maler auf. Im Osten, südlich der Alp Tegia Nova fand ich in einem ähnlichen Phyllitzug schwarze, graphitführende Schiefer (Koord. 706, 60/168,30).

Der von R. U. WINTERHALTER (103) beschriebene Phyllitzug, der die Paragneise von den Injektions- und Orthogneisen trennt, konnte westlich des Medelsertales nicht als einfacher Zug weiter verfolgt werden; wir finden in seiner Fortsetzung mehrere Phyllitzüge nebeneinander. Auch ist die Grenze von reinen Paragneisen zu Injektions- und Orthogneisen keineswegs mehr so scharf wie sie nach WINTERHALTER östlich der Lukmanierstrasse zu sein scheint.

Typus III schliesslich ist durch Verschieferung herzynischer intermediärer Ganggesteine entstanden; die nähere Besprechung erfolgt unter Abschnitt d).

7. Quarzite

Makroskopisch sind es weisse, oft massige, feinkörnige Gesteine, die hie und da etwas Muskowit oder Serizit erkennen lassen.

Vorkommen: Quarzite treten vor allem ganz im Norden des Altkristallins auf, meist in Nähe des Permokarbons der UGM (Beispiele von Fundpunkten, von Westen nach Osten: Ils Tirs, Cavradi Nordgrat, Fil Alpetta, Cuolm Cavorgia-Nord, Pali (südwestlich Curaglia)). Dann aber findet man sie auch weiter im Süden, zusammen mit serizitreichen Schiefen (siehe S. 97) in wenigen, schmalen Zügen.

U. d. M. erkennt man als einzig wichtigen HGT Quarz, der 75—98 % des Gesteinsvolumens einnimmt. Die Gefügeregelung ist verschieden gut. Neben ganz unregelmässigen Typen kommen auch solche mit guter Regelung bei gleichzeitig deutlich plattiger Ausbildung der Quarzkörner vor. NGT sind Pyrit, Serizit und Albit, die Struktur kann als granoblastisch bis blastopsammitisch bezeichnet werden.

In den selteneren Arkosen treten als weitere HGT Feldspäte auf. Eine solche Arkose bei Pali (südwestlich Curaglia) führt als vielleicht noch primäre Feldspäte Na-Kaliumfeldspäte und saure Plagioklase.

β) Die Orthogneise

Gneise, die nach Art des Auftretens, nach Grobstruktur und nach mineralogischer Zusammensetzung als metamorphe Eruptivgesteine gedeutet werden könnten, spielen innerhalb des Untersuchungsgebietes eine ganz untergeordnete Rolle. Im Westteil konnte einzig eine kleine Linse von Ortho-Streifengneis in den Garves da Nual aufgefunden werden, die durch scharfen Kontakt gegen das Nebengestein

und durch noch deutlich erkennbare Apophysen (etwas granatführend) ausgezeichnet ist. H. M. HUBER (41) erwähnt noch ein Streifengneisvorkommen an der Fuorcla Toma (Pkt. 2582, zwischen Piz dil Maler und Piz Paradis, wo das Gestein einen markanten Felsturm bildet). Es handelt sich aber kaum um ein reines Orthogestein; in Mineralbestand (reichlich Glimmer!) und Struktur schliesst es sich eher den homogenen bis mikrochorismatischen Mischgneisen an.

Im Osten, gegen die Lukmanierstrasse hin, taucht axial eine in mehrere Teilkörper aufgelöste Orthogneismasse auf, die von einem Mantel von Injektions- und Mischgneisen umgeben ist. Sie baut nach R. U. WINTERHALTER (103) östlich der Lukmanierstrasse den Kamm der Stagias de Plattas auf. Im Untersuchungsgebiet selbst sind wir aber zum grössten Teil noch im Dach des nach Westen untertauchenden Streifengneiskomplexes. Nur wenige Gesteine sind in Grob- und Feinstruktur so homogen, dass sie wirklich als Orthogneise aufgefasst werden dürfen.

Auf eine eingehende Beschreibung der Orthogneise wurde hier verzichtet; sie sind den von H. M. HUBER beschriebenen Typen durchaus analog und können rein deskriptiv als monoschematische Na-Kaliumfeldspatgneise bezeichnet werden.

γ) Die Misch- und Injektionsgneise

Ihre Hauptverbreitung fällt mit dem schon erwähnten axialen Auftauchen eines Streifengneiskörpers gegen Osten zusammen. Die Tatsache, dass Misch- und Injektionsgneise besonders im Dach axial untertauchender Orthogneise auftreten, ist schon von AMBÜHL (1) festgestellt worden und scheint im Grossen und Ganzen eine Regel im GM zu sein. Es steht dies durchaus in Übereinstimmung mit der Annahme, dass der grösste Teil der Injektionserscheinungen im GM mit dem vorherzynischen Ortho-Streifengneismagma in Beziehung steht; die herzynischen Granite dagegen zeigen recht selten Injektionskontakte, mit Ausnahme des Gamsbodengranitgneises, der z. T. eben aus diesen Gründen als älter betrachtet wurde.

Die gesamte Mannigfaltigkeit der Misch- und Injektionsgneise lässt sich nach ihrer Grobstruktur gliedern in:

1. grobgemengte, chorismatische Gneise, eigentliche Injektionsgneise, Paläosom und magmatogenes Neosom sind noch deutlich räumlich getrennt;
2. homogene bis mikrochorismatische Mischgneise. Sie leiten zu den monoschematischen Na-Kaliumfeldspatgneisen, den Orthogneisen, über.

Auf eine eingehendere Beschreibung kann wiederum verzichtet werden. Die Ähnlichkeit mit den von H. M. HUBER beschriebenen Gesteinen dieser Art ist eine weitgehende.

Die chorismatischen Injektionsgneise treten besonders als *Stromatite* und *Ophthalmite* auf. Die grobäugigen Gneise (mit bis 5 cm grossen Na-Kaliumfeldspatäugen) könnten stellenweise auch als Konglomeratgneise interpretiert werden, doch gibt der Übergang in mehr lagige, stromatitische Typen einen wohl eindeutigen Hinweis auf die hier angenommene Genese. H. M. HUBER (41) konnte für die von ihm beschriebenen Chorismite die Regel aufstellen, dass die Augen im allgemeinen fast allein aus Na-Kaliumfeldspat bestehen, die Lagen der Stromatite dagegen durchwegs reich an saurem Plagioklas sind. Im Grossen gilt diese Regel auch in der nördlichen Para- und Injektionszone; immerhin wurden mehrfach Ausnahmen konstatiert. So bestehen die Augen des Grobäugengneises westlich der Alp Cornera aus Albit und Quarz, während die stromatitisch-phlebitischen Gneise am Ostgrat des Piz dil Maler, die sich bis ins Nalpstal hinunter verfolgen lassen, entgegen der Regel von HUBER reichlich Na-Kaliumfeldspat führen.

Die makroskopisch oft scheinbar homogenen *Mischgneise* zeigen u. d. M. häufig noch eine deutlich chorismatische Struktur. In einem Kyriosom von Plagioklas, Biotit, Muskowit und Quarz, das sich in nichts von einem gewöhnlichen Paragneis unterscheidet, liegen äugige bis lagige, wohlabgegrenzte Bereiche ($\frac{1}{2}$ —2 mm gross), die Na-Kaliumfeldspat und Quarz führen. Der Na-Kaliumfeldspat ist hierbei meist vollständig auf die Augen beschränkt. Durch zunehmende Verwischung der mikrochorismatischen Struktur entstehen schliesslich homogene „Mischgneise“; für sie ist die Mischgesteinsnatur nur schwer zu beweisen. Nach Mineralbestand nehmen sie zwar eine Mittelstellung zwischen Ortho- und Paragneisen ein: sie führen Na-Kaliumfeldspat, der den sicheren, glimmerreichen Paragneisen fremd ist. Der noch recht grosse Glimmergehalt ist andererseits den typischen Orthogneisen fremd. An sich genügt indessen eine solche Mittelstellung nicht, um zu beweisen, dass in diesen Gesteinen ein sedimentogenes Paläosom durch magmatische Stoffzufuhr verändert wurde. Die Möglichkeit, dass ein Teil des primären Paramaterials schon eine chemische Zusammensetzung ähnlich derjenigen dieser Gesteine aufgewiesen haben könnte, ist keineswegs von vorneherein von der Hand zu weisen, besonders im Hinblick darauf, dass im noch zu besprechenden Permokarbon sichere Psammitgneise mit reichlich Na-Kaliumfeldspat auftreten. Doch ist

darauf hinzuweisen, dass im Untersuchungsgebiet mikroskopisch völlig homogene Na-Kaliumfeldspat führende Gneise dieser Art relativ selten sind und dass sie stets durch Übergänge mit mikrochorismatischen bis chorismatischen Injektionsgneisen verbunden sind. Innerhalb der vorherzynischen Gneise des GM scheint also dem Na-Kaliumfeldspat die Rolle eines Leitminerals für Mischgesteins- oder Orthonatur zuzufallen.

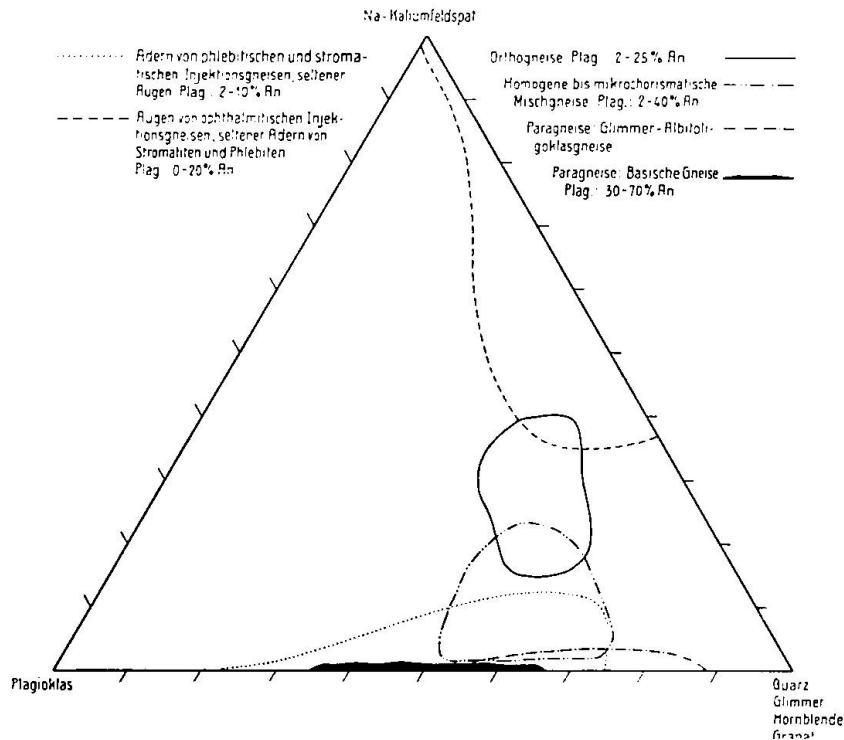


Fig. 4. Mineralbestand der Gneise des östlichen Gotthardmassivs

Es ist selbstverständlich, dass dieser Aussage nur lokale Bedeutung zukommt. Andernorts können die Verhältnisse gerade umgekehrt liegen (so z. B. in der Injektionsgneisserie von Oberwald (JAKOB (44)), wo mit zunehmender Injektion gerade der Na-Kaliumfeldspat verschwindet). Fig. 4 gibt einen Überblick über die Mineralbestände der Gneise des östlichen GM, zusammengestellt nach den Angaben von H. M. HUBER und nach eigenen Integrationstischvermessungen. Bei grobgemengten, chorismatischen Gesteinen ist das Paläosom und Neosom getrennt dargestellt. Das Diagramm zeigt, dass sich die genetisch verschiedenen Typen vor allem durch Art und Menge der Feldspäte unterscheiden.

Verschiefterte Misch- und Injektionsgneise: In analoger Weise wie die Paragneise sind auch die Misch- und Injektionsgneise stellenweise alpin stark verschieftert. Die Erscheinungen

sind den bei den Paragneisen besprochenen durchaus ähnlich. Häufig kann unter dem Mikroskop die primäre mikrochorismatische Struktur noch gut erkannt werden. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal gegenüber verschieferten Paragneisen sind reliktsche Na-Kaliumfeldspäte, die sich überhaupt gegenüber der alpinen Epiüberprägung als recht stabil erweisen.

δ) Die Amphibolite

Die Amphibolite nehmen im Untersuchungsgebiet nirgends grössere Areale ein. Sie treten immer als relativ kleine, nur wenige Meter mächtige, linsenartige Einlagerungen in den Gneisen auf. Im Osten ordnen sie sich mit wenigen Ausnahmen in eine Zone ein, die vom Cuolm Cavorgia (zwischen Pkt. 2480 und 2521) über die Gipfelregion des Piz Pazzola nördlich der Alp Muschaneras durchzieht. Trotz der Kleinheit der Vorkommen ist die Mannigfaltigkeit sogar innerhalb der einzelnen Linsen recht gross. Granatamphibolite gehen in gewöhnliche und Biotit-Amphibolite über, die ihrerseits wieder an quarzführende hornfelsartige Typen grenzen. Injektionserscheinungen sind im Gegensatz zu den Amphiboliten der Motta naira selten. Einzig einige Pegmatitgänge durchbrechen diskordant die Amphibolite.

Der Kontakt mit den Nebengneisen ist recht verschieden, kann jedoch im Grossen und Ganzen unbedingt als ziemlich scharf bezeichnet werden. Die Übergangsgesteine sind selten mächtiger als 20—30 cm.

1. Granatamphibolite

U. d. M. beobachten wir oft eigenartige Strukturbilder. So gibt es Typen, bei denen sich zwischen den maschenartig chloritisierten Granaten ($d = \frac{1}{2} - 3$ mm) ein feinkörniges, diablatisches Gewebe von strahlsteinartiger Hornblende und Albit ausbreitet, wobei häufig mehrere benachbarte Strahlsteinkörnchen gleiche Auslöschung besitzen. Das Strukturbild dieser Typen lässt es als nicht ausgeschlossen erscheinen, dass primär Eklogite vorgelegen haben. Andere Granatamphibolite wieder führen basische Plagioklase (bis 70 % An-Gehalt), die allerdings meist vollständig zoisitisiert sind. Überhaupt fällt bei allen Amphiboliten die im Vergleich zu den Gneisen ganz wesentlich ausgeprägtere Epi-Überarbeitung auf. Epidot, Klinozoisit, Zoisit und Chlorit sind als Neubildungen weit verbreitet. Zoisit und Klinozoisit-Pistazit können dabei im gleichen Dünnschliff nebeneinander in grösseren Körnern auftreten. Brauner

Biotit ist in einigen Fällen wichtiger NGT, Quarz übersteigt nie 10 %. Neben Ilmenit mit Leukoxenrand treten grosse (d bis 2 mm!) Rutilkörner auf.

2. *Gewöhnliche und Biotit-Amphibolite*

Sie entsprechen weitgehend den „Meso-Amphiboliten“ von H.M. HUBER (41), wie sie z. B. in der Motta naira-Zone zu finden sind. Stellenweise gehen sie in eigentliche Hornblendefelse über, so besteht z. B. der Amphibolit im Westhang des Piz Cavradi (Koord. 696,90/165,18) zu 80 % aus kurzsäuliger Hornblende. Die primär basischen Plagioklase (vielleicht bis 70 % An-Gehalt) sind nie frisch, Zoisit als Füllung herrscht vor.

3. *Hornfelsartige Amphibolite, Quarzamphibolite und ähnliche Gesteine*

Gesteine dieser Art findet man vor allem in der schon erwähnten Zone Cuolm Cavourgia-Piz Pazzola. Sie unterscheiden sich von den gewöhnlichen Amphiboliten durch ihr feines Korn (0,01—0,08 mm), die massige Textur und den manchmal bis auf 10—15 % ansteigenden Quarzgehalt. Im Handstück erscheinen die dunkelgraugrünen, ausserordentlich zähen Gesteine absolut massig, einzelne Mineralien können kaum erkannt und diagnostiziert werden. NGT sind Hornblende (teils hell strahlsteinartig, teils bräunlich-grüne Mesohornblende), Plagioklos (zoisitisiert und serizitisiert) und Quarz. Als NGT treten auf: brauner Biotit, Ilmenit mit Leukoxenrand und Calcit. Weit verbreitet ist eine starke Epiüberprägung (Chlorit, Klinozoisit) bei vollständiger Erhaltung der massigen Textur.

Wahrscheinlich aus hornfelsartigen Amphiboliten hervorgegangen sind feinkörnige Chloritplagioklashornfelse, die mit ihrer hellgrünen Farbe makroskopisch oft Quarziten ähnlich sind. Die Plagioklase sind völlig serizitisiert, ihr primärer Ca-Gehalt scheint im meist reichlichen Calcitgehalt zu stecken. „Serizitisiert“ kann hier natürlich z. T. auch „paragonitisiert“ bedeuten, da es unmöglich ist, die Alkalienverhältnisse in den feinschuppigen Glimmern zu bestimmen.

Zur Genese der Amphibolite: Die Frage, ob es sich um Para- oder um Orthogesteine oder um beides handelt, muss durchaus offen gelassen werden. H. M. HUBER hat wohl mit Recht darauf hingewiesen, dass in alten Geosynklinalserien Para- und Orthoamphibolite in engem Verband miteinander auftreten können, die einen aus dolomitisch-mergeligen Schiefern entstanden, die andern aus in

diese eingedrungenen Ophiolithen. Eigentümlich sind die strukturell eigenartigen Hornfelsamphibolite. Ihre besondere Struktur und Textur kann nicht durch Kontaktmetamorphose erklärt werden. Sie treten im engen Verband mit grobkörnigen, paralleltexturierten Gneisen und Amphiboliten auf, und es sind für ganz lokale Kontaktwirkung keine Anzeichen zu finden.

4. *Biotit-Strahlsteinfelse*

Es handelt sich um kleine, linsenartige Vorkommen (lineare Ausdehnung 30 cm bis 1 m) in den basischen Gneisen nördlich des Piz Maler und am Piz Cavradi, in den gleichen Gesteinen, die auch die Träger der Kalksilikatfelseinschlüsse sind. Die Biotit-Strahlsteinfelse unterscheiden sich makroskopisch von Amphiboliten im wesentlichen in der Farbe: die letzteren sind schwarz bis grünschwarz, während erstere kräftig grün bis hellgrün und im Felde recht auffällige Gesteine sind.

Eine näher untersuchte Linse in den Garves da Nual (Koord. Pkt. 699,12/166,24) liess u. d. M. als HGT Strahlstein und Biotit erkennen. Der bis 70 % des Gesteins aufbauende Strahlstein (d um 1 mm) hat folgende Eigenschaften: n_α farblos, n_β und n_γ hellgrün, c/n_γ 16–17°. Der farblos-goldgelbbraun pleochroitische Biotit steht wohl dem Phlogopit nahe, stellenweise ist er in Klinochlor umgewandelt. Die Struktur ist nematoblastisch bei massiger bis leicht schiefziger Textur.

Die den Kalksilikatfelseinschlüssen durchaus analoge Art des Auftretens in rundlichen, knollenförmigen Umrissen deutet auf ähnliche, also sedimentogene Entstehung des Primärmaterials hin; zur Deutung als metamorphe Pyroxenitgänge fehlen alle Anhaltspunkte.

b) DIE PEGMATITE UND QUARZGÄNGE

Pegmatite sind im untersuchten Gebiet im Altkristallin des GM weit verbreitet; Häufungsstellen sind aus der Kartenskizze 1:25 000 zu ersehen. Von den teils diskordanten, teils konkordanten Gängen strahlen schmale Adern ins Nebengestein aus, und an manchen Stellen steht ein Zusammenhang mit dem Feldspat-Quarz-Akyriosom der Injektionsgesteine eindeutig fest.

Der Mineralreichtum ist klein, als Hauptgemengteile wurden gefunden: Quarz, Na-Kaliumfeldspat (Perthite), Plagioklas (Albit und Oligoklas), Muskowit, Turmalin und Granat. Das Mengenverhältnis der Komponenten ist jedoch stark wechselnd, sodass im einzelnen doch eine recht grosse Variabilität resultiert. Die Na-Kaliumfeldspäte sind sehr häufig blaugrau gefärbt. AMBÜHL (1) erwähnt

aus dem zentralen GM auch blaugraue Oligoklase; in allen hier mikroskopierten Pegmatiten erwies sich jedoch der pigmentierte Feldspat als Na-Kaliumfeldspat. Turmalinpegmatite mit prachtvollen, bis 12 cm langen schwarzen Turmalinkristallen (z. T. zerbrochen und mit Quarz ausgeheilt) wurden vor allem häufig in den Garves da Nual angetroffen, dann aber auch im Gebirgsstock des Piz Cavradi. Auffällig ist das Gebundensein dieser Pegmatite an die mehrfach erwähnte Zone basischer Gneise. Turmaline treten hier auch in den letzten schmalen, oft nur centimeterbreiten Apophysen zusammen mit Quarz als Turmalin-Quarzadern auf, wobei die schwarzen Turmalinstengel oft beinahe die ganze Breite der Ader einnehmen.

Granatpegmatite mit hell- bis braunroten, maximal $\frac{1}{2}$ cm grossen Granatkristallen sind in schöner Ausbildung in der Gipfelregion des Piz Cavradi aufgeschlossen.

H. M. HUBER (41) nimmt für alle Pegmatite des von ihm untersuchten Gebiets die genetische Zugehörigkeit zum Streifengneismagma an. AMBÜHL (1) und WINTERHALTER (103) dagegen halten engere Beziehung eines Teils der Pegmatite mit den jungpaläozoischen Graniten für wahrscheinlich. Die Frage ist deshalb schwierig zu entscheiden, weil das Vorhandensein oder das Fehlen einer Vergneisung, die ja das wichtigste Kriterium für die Alterseinordnung wäre, bei Pegmatiten nicht leicht zu erkennen ist. Öfters finden wir, dass zwar der Hauptgang massig erscheint, die von ihm ausgehenden Adern dagegen deutlich vergneist sind (Parallelanordnung des Muskowits, typisch granoblastische Quarz-Feldspatgefüge). Oft weiss man jedoch nicht, ob eine alpine Verschieferung eine alte Vergneisung vortäuscht. Weiter ist die Möglichkeit in Betracht zu ziehen, dass pegmatitische Gesteine bei Regionaldislokationsmetamorphosen infolge ihres gangartigen Charakters ein besonderes Verhalten zeigen können.

Es spricht nun aber doch vieles dafür, dass es, im Gegensatz zur Ansicht von H. M. HUBER, sowohl junge (mit dem Granitmagma verknüpfte) wie alte (zum Streifengneismagma gehörige) Pegmatite gibt. Die Annahme einer zweifachen Zuordnung der Pegmatite stützt sich auf folgende Beobachtungen:

- a) Für das Vorhandensein junger, herzynischer Pegmatite spricht:
 1. AMBÜHL (1) fand am Rossbodenstock Pegmatite, welche sichere jungpaläozoische Granitporphyre durchsetzen. Auf einer Begehung zusammen mit P. NIGGLI und H. M. HUBER konnte dieser Befund durchaus bestätigt werden.

2. Pegmatite treten bis an die Grenze Altkristallin-nachgranitisches Permo-karbon auf, das heisst noch in Gesteinen, die wahrscheinlich jünger als die Streifengneise sind.

b) Für das Vorhandensein alter, streifengneisiger Pegmatite spricht:

1. die deutliche Vergneisung vieler schmaler, konkordanter Pegmatitadern.
2. Der Zusammenhang mit Injektionserscheinungen, die ihrerseits deutlich mit den axial absinkenden Streifengneiskörpern in Beziehung stehen.

Es muss allerdings zugegeben werden, dass es bis jetzt nicht gelungen ist, die beiden Pegmatitgruppen im Felde eindeutig auseinander zu halten; Dünnschliffbeobachtungen sind noch zu wenig vorhanden, um zu entscheiden, ob auf diesem Weg überhaupt eine Lösung zu erwarten ist. Als wahrscheinlich ergab sich einzig, dass die Turmalinpegmatite und Turmalinquarzadern in ihrer Gesamtheit zur älteren Gruppe gehören. Sie treten nur in sicher vorstreifengneisigen Gesteinen auf und sind meist deutlich vergneist.

Bedeutend seltener als Pegmatite sind Quarzgänge. Der grösste beobachtete Gang dieser Art steht am Cavradi-Südostgrat (Koord. 696,78/165,21) in konkordanter Lagerungsform an. Er besitzt eine Breite von 3—4 m bei einer Länge von 30 m. Es kann sich um eine zur Hauptsache lateralsekretionäre oder um eine mit magmatischer Tätigkeit verknüpfte hydrothermale Bildung handeln.

Der Fund von silberhaltigem Gold in einem Quarzgang im Gotthardtunnel stützt eher die zweite Vermutung; dass jedoch auch die erstere Ansicht durchaus im Bereiche des Möglichen liegt, zeigt das Auftreten mächtiger Quarzgänge im mesozoischen quarzitischen Bündnerschiefer oberhalb Vrin (nach Beobachtungen von P. NIGGLI), wo sicher keine Beziehung zu magmatischen Prozessen konstruierbar ist. Auch ist an die Quarzbänder mancher Mineralklüfte zu erinnern.

c) DIE DIORITE UND QUARZDIORITE

Massige, dioritartige Gesteine treten im untersuchten Gebiet in mehreren kleinen stockartigen Linsen auf (lineare Ausdehnung 1—10 m). Im Kern sind sie absolut massig, gegen den umhüllenden Gneis zu werden sie schiefrig und sind dann oft nicht leicht von den Nebengesteinen zu unterscheiden. Doch ist die „unsichere Zone“ höchstens 10—20 cm breit. Die Paralleltextur der Hüllgneise schmiegt sich den Eruptivlinsen vollständig an, verläuft also konkordant der Grenze Diorit-Gneis. Von durchbrechender, diskordanter Lagerung ist nichts zu bemerken. Ihr Vorkommen scheint an die Zone der basischen Gneise gebunden zu sein.

Physiographie: Makroskopisch und mikroskopisch können drei Haupttypen auseinander gehalten werden.

Typus I. Im Handstück erkennt man in den grobkörnigen, weiss-grün-schwarz gefleckten Gesteinen grüne Hornblenden, schwarze Biotite (oft schön sechseckig, bis 5 mm gross) und weisse Plagioklase. Fundorte: Garves da Nual (Koord. 699,35/165,88, Piz Cavradi 696,69/165,59).

Das Gestein der Linse von den Garves da Nual zeigt u. d. M. folgendes Bild: der gegenüber Quarz deutlich idiomorphe, frische Plagioklas ($d = 1-2$ mm) hat einen An-Gehalt von 35—45 % (Drehtischbestimmung), besitzt Zonarstruktur mit normaler Zonenfolge (basische Kerne), ist oft gleichzeitig nach dem Albitgesetz (breite Lamellen) und nach Manebacher Gesetz (schmale, oft auskeilende Lamellen) verzwillingt. Der tiefbraune Biotit ist erfüllt von Sagenit, Erz und kleinen, hoch lichtbrechenden Körnchen (Titanit oder Epidot?). In Schnitten parallel der Spaltbarkeit des Biotits beobachtet man eine netzartige Anordnung der Einschlüsse. Häufig sind die Biotite umgeben von einem Saum kleiner, idiomorpher Granatindividuen. Stellenweise hat man auch den Eindruck einer Resorption des Biotits durch Quarz: der Glimmer franst aus, kleine Biotitfetzen mit gleicher optischer Orientierung schwimmen in Quarz. Die grünen Partien, in denen bei makroskopischer Beurteilung Hornblende vermutet wird, erweisen sich u. d. M. als Aggregate von Chlorit (violette I. F., n_a in Längsrichtung), hellem Strahlstein, kurzsäuliger dunkelgrüner Hornblende, Quarz und Albit. Quarz übersteigt nie 12 Vol.-%.

Die Struktur kann als hypidiomorph-körnig bezeichnet werden, die Textur ist vollkommen massig. Es handelt sich darnach um granat- und quarzführende Hornblende-Biotit-Diorite.

Typus II. Er unterscheidet sich makroskopisch vom Typus I durch einheitliche graue Färbung. Die scheinbar dichten Gesteine, die von freiem Auge ausser kleinen Biotitblättchen keine Einzelminerale erkennen lassen, sind ausserordentlich zäh. Fundorte: Garves da Nual, Koord. 699,44/165,915 und Koord. 698,95/165,95; Piz Cavradi Westhang Koord. 695,90/165,25.

Mikroskopisch liegt der Hauptunterschied gegenüber Typus I hauptsächlich in einer fast völligen Ersetzung des primär-magmatischen Mineralbestands durch eine Reihe der Epi- bis Mesozone angehörenden Sekundärminerale. Die primär wohl basischen Plagioklase (? Andesin) sind vollständig zoisitisiert. Die noch erkennbaren Umriss der ehemaligen Plagioklaskörner sind gegenüber dem bis 15 Vol.-% einnehmenden Quarz deutlich idiomorph. In Vertretung der dunklen Gemengteile tritt ein feinkörniges, z. T. diablastisches Aggregat von Biotit, Chlorit, Titanit, Strahlstein, Quarz, Albit und Ilmenit auf. Wohl noch primäre NGT sind Zirkon, Apatit und Granat.

Typus III. Die Zugehörigkeit zu dieser Gruppe ist unsicher. Das Auftreten im Nebengestein ist mehr schlieren- als linsenartig.

Makroskopisch handelt es sich um weiss-schwarz gefleckte, selten völlig massige Gesteine. Fundorte: Garves da Nual, Koord. 699,42/165,96; Piz dil Maler Westhang Koord. 697,89/165,43.

U. d. M. erkennt man als HGT braunroten Biotit, Plagioklas (Andesin, mit beginnender Zoisitisierung) und Quarz (bis 15 Vol.-%). Stellenweise scheint die Struktur hypidiomorph-körnig zu sein, dann wieder treten deutlich granoblastische Plagioklasplaster auf. Die Textur ist selten ganz massig. Das Vorkommen der Garves da Nual ist noch dadurch ausgezeichnet, dass im Zentrum der Schlieren dunklere, feinkörnige Partien auftreten.

Genetische Verhältnisse: Das mikroskopische Bild bestätigt, wenigstens für Typus I, durchaus die makroskopische Vermutung, dass es sich um Diorite, um Tiefengesteine, handelt. Die Entstehung aus dem Schmelzfluss wird durch die grobe, hypidiomorph-körnige Struktur und die massige Textur, dann auch durch die normale Zonenfolge der zonaren Plagioklase sehr wahrscheinlich gemacht. Die umgebenden Gneise besitzen immer granoblastische Struktur bei straffer Paralleltexur, ihre zonaren Plagioklase sind meist invers zonar struiert. Auf Beeinflussung der Diorite durch das Nebengestein (durch Stoffaufnahme) sind vermutlich die Bildung des Granats und die Resorptionserscheinungen am Biotit zurückzuführen.

Nach dem Mineralbestand scheinen die unter c) beschriebenen Gesteine bei flüchtiger Betrachtung nicht sehr verschieden von den sie umhüllenden Gneisen zu sein, die selber meist basisch und hornblendeführend sind. Man könnte daher auch auf die Vermutung kommen, es handle sich lediglich um aus irgend einem Grund und auf irgend eine Weise massig umkristallisierte Partien der Paragneise. Eine quantitative Bestimmung des Mineralbestandes (mit dem Integrationstisch) lässt jedoch im Quarz- und Hornblendegehalt deutliche Unterschiede zwischen Linse und Nebengneis erkennen, wie die folgende Tabelle für das Vorkommen der Garves da Nual (Typus I) zeigt (Volumen-%):

	Plagioklas	Quarz	Biotit	Hornblende	Erz, Granat
Diorit	39 (35–45 % An)	8	30	13	10
Hüllgneis	41 (33–46 % An)	30	24	3	2

Zur Altersfrage: In Rücksicht auf die massige Textur ist man wohl geneigt, die soeben erwähnten Gesteine genetisch mit dem herzynischen Hauptmagmazyklus, der granitische, granodioritische und dioritische Magmen gefördert hat, in Beziehung zu bringen. Es würde sich darnach um Äquivalente des Ufierndiorits handeln. Merkwürdig muten bei dieser Alterszuordnung das konkordante Verhalten des Nebengneises und die randliche Paralleltexur der Linsen

an. Eine eruptive Platznahme dieser Gesteine vor oder während der Vergneisung würde der Lagerungsform mehr entsprechen.

Eine auch der Art des Auftretens nach ähnliche Dioritlinse (von 10 m linearer Ausdehnung) fand AMBÜHL (1) nördlich des Piz Tegliola, das heisst, in der Fortsetzung der Zone, in der auch unsere Vorkommen liegen.

d) DIE INTERMEDIÄREN GANGGESTEINE

Gänge von intermediärem Chemismus treten in grosser Zahl, über das ganze Untersuchungsgebiet verstreut, auf. Die Eintragung der Gänge in die Kartenskizze 1:25 000 erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Die Zahl kann um ein Mehrfaches grösser sein. Den grössten Gangreichtum besitzt die Umgebung der Gipfelregion des Piz dil Maler, also ein Gebiet, das am weitesten von Aufschlüssen grösserer Tiefengesteinskörper entfernt ist.

Die Erkennung und Diagnose der Gänge im Felde ist nicht immer leicht. Häufig sind die Gesteine stark verschiefert und können daher, besonders bei \pm konkordanter Lagerung, leicht übersehen oder für Para-Serizitschieferlagen gehalten werden. Die bei manchen Gängen jedoch deutlich diskordante, gegen das Nebengestein scharf absetzende Lagerung und vor allem die mikroskopisch klar erkennbare, wenn auch oft nur reliktsch erhaltene Eruptivgesteinsstruktur lassen an der magmatischen Gangnatur nicht zweifeln. Für die stark verschieferten Typen darf aus Analogieschluss auf gleiche Entstehung geschlossen werden, sofern das Auftreten im Felde ein sonst weitgehend ähnliches ist. Die neutrale Bezeichnung „intermediäre Gänge“ wurde gewählt, weil die Frage, ob es sich in genetischer Hinsicht um Dioritporphyrite oder um Lamprophyre handelt, offen gelassen werden soll. (Siehe dazu die Diskussion im genetischen Teil.) Es ist in dieser Gruppe eine mannigfaltige Gesellschaft von Ganggesteinen vereinigt, die als verbindendes Merkmal intermediären Chemismus besitzen.

Die Breite der Gänge variiert von 30 cm bis 4 m, im Gangstreichen können sie stellenweise bis 70 m weit verfolgt werden. Häufiger ist allerdings der Fall, dass sie durch spätere Dislokationen (alpine Gebirgsbildung) abgequetscht wurden und daher heute nur noch reliktsch in Linsen aufgeschlossen sind. Die Gänge stehen im allgemeinen \pm saiger; in den gemessenen Streichrichtungen konnte deutlich eine Häufung der Azimute bei N 120—140° E festgestellt werden, wie die folgende Tabelle zeigt.

Lokalität	Koord.	Handstück Nr.	Streich- richtung	Fallen
Garves da Nual	698,44/166,10	732 (Analyse C)	N 139°E	80°NE
nördlich Piz dil Maler	698,98/165,75	871	N 124°E	70°SE
„ „ „ „	699,02/165,84	873	N 164°E	steil
Südgrat „ „ „	698,75/164,95	1756	N 120°E	steil
nördlich „ „ „	699,26/165,83	1826	N 115°E	steil

Die Streichrichtung der Gneise liegt ungefähr um N 50—80° E, sodass zwischen Gang und Gneis eine ausgeprägte Diskordanz vorhanden ist. Ein Vergleich mit dem Streichen der Gänge im südlich anschliessenden Gebiet (H. M. HUBER) (41) zeigt eine gute Übereinstimmung: auch dort liegt das Maximum bei N 120—140° E.

Im Einzelnen konnte in Mineralbestand und Struktur eine grosse Mannigfaltigkeit konstatiert werden. Sie ist z. T. bedingt durch primäre Unterschiede, dann aber auch durch den wechselnden Grad der alpinen Metamorphose. Ganz frische, unveränderte Gänge wurden nicht gefunden, immer sind zum mindesten die Randzonen verschiefert. Die Verschieferung verläuft durchwegs ungefähr parallel der Kontaktfläche Gneis-Gang: die Gänge sind nach ihrem eigenen Streichen verschiefert. Die alpinen Dislokationen benutzten und reaktivierten also das alte, herzynische Kluftsystem.

Im Handstück erscheinen die Gesteine z. T. schwach porphyrisch, z. T. fein- und gleichkörnig und nehmen schon dadurch eine Mittelstellung zwischen mehr grobporphyrischen Dioritporphyriten und mehr gleich- und feinkörnigen Lamprophyren ein. Die porphyrisch ausgebildeten Gänge besitzen fast immer randlich ein felsitisches Salband, sie sind also in kaltes Nebengestein eingedrungen.

Die gesamte Mannigfaltigkeit lässt sich, unter starker Vereinfachung, auf 4 Grundtypen zurückführen.

Typus I. Einziger Vertreter dieses Typus ist das Vorkommen am Piz Cavradi, Koord, 696,13/165,17. Die Lagerungsverhältnisse sind nicht klar, das Gestein steht an einem stark zerrütteten Blockgrat an. Es handelt sich um ein massiges, schwach porphyrisches, dunkelgraues Gestein, das als Einsprenglinge bis 3 mm lange, schwarze Hornblendestengelchen besitzt.

U. d. M. erkennt man als Einsprenglinge eine braune Hornblende mit folgenden optischen Eigenschaften:

$$\begin{array}{l} n_{\alpha} \text{ hellgelblich} \\ n_{\beta} \left. \vphantom{\begin{array}{l} n_{\beta} \\ n_{\gamma} \end{array}} \right\} \text{ braun mit grünlichem Stich} \\ n_{\gamma} \end{array} \quad \left\{ \begin{array}{l} 2V = + 89^{\circ} \\ c/n_{\gamma} = 17^{\circ} \\ n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,025 \end{array} \right.$$

Die Hornblende ist weiterhin durch die relativ schlechte Ausbildung der prismatischen Spaltbarkeiten und durch eine stark entwickelte Querabson-

derung (siehe Tafel I, Fig. 5) charakterisiert. Einsprenglingartig treten ebenfalls Aggregate von bräunlichem Biotit auf, die von Klinozoisitkränzen umgeben sind. Die Grundmasse besitzt deutliche Eruptivgesteinsstruktur. Sie besteht aus einem Gefüge von idiomorphen Plagioklasleisten, dessen Lücken braune Biotitblättchen und hellgrüner Strahlstein ausfüllen. Die Plagioklase sind weitgehend von Zoisit und Klinozoisit erfüllt; die noch übrig bleibende Plagioklassubstanz hat einen An-Gehalt von 10–25 %. Selten sind stark resorbierte Quarze, wohl Fremdlinge.



Fig. 5. Gang nördlich des Piz dil Maler, Koord. 698,94/166,10. Die Gneise streichen parallel zur Bildebene, der 2 m breite, gegen das Nebengestein scharf absetzende Gang streicht senkrecht zur Bildebene und ist nach seinem eigenen Streichen verschiefert.

Das Gestein kann entweder als schwach porphyrischer Hornblendeporphyr oder wenn es zu den Lamprophyren gerechnet wird, als porphyrischer, biotitführender Spessartit bezeichnet werden. Analyse A stammt von diesem Vorkommen.

Typus II. Diese schwach porphyrischen Gesteine besitzen als Einsprenglinge ($d = 1$ bis max. 5 mm) vorwiegend Feldspat und Quarz. Typisch ist die randliche Ausbildung eines feinkörnigen Salbandes, das zumeist stark verschiefert ist. Die Farbe ist deutlich heller als bei Typ II, es herrschen hellgraue Töne vor. Die Ähnlichkeit mit Lamprophyren ist also wesentlich geringer als bei Typ I,

man würde hier makroskopisch eher auf Quarzdioritporphyrite schliessen. Wichtigere Fundorte sind: nördlich des Piz dil Maler, Koord. 699,29/165,82, 699,02/165,84 und 699,26/165,83.

Alle Gesteine dieses Typus sind mehr oder weniger stark epimetamorph überprägt. Auch da, wo keine deutliche Verschieferung erkennbar ist, treten Neubildungen aller Art auf.

Einsprenglinge sind Quarz (häufig idiomorph, manchmal mit schönen Resorptionserscheinungen) und Plagioklas. Der letztere ist durchwegs stark serizitisiert, Zoisit als Füllungsmaterial ist selten, dafür tritt Calcit auf. Heute liegt meist Albit (0—5 An %) vor; das Ca des wohl primär nicht sehr basischen Plagioklas (Oligoklas, ev. Andesin) scheint in diesen Calcit eingetreten zu sein. Plagioklas überwiegt durchwegs als Einsprengling, Quarz kann auch ganz fehlen. Femische Einsprenglinge sind nur noch in Form einiger weniger Chlorit-Biotitaggregate (mit Titanit, Erz und Quarz) vorhanden, wobei der braune feinschuppige Biotit zum Teil auch Neubildung zu sein scheint. Die Entwicklung der Grundmasse lässt zwei Tendenzen erkennen. Die eine führt zu mehr gleichkörniger, isometrischer Entwicklung der Einzelminerale (d um 0,01 mm), bei der andern sind die Grundmassenplagioklasse von mehr leistenförmiger Gestalt. Die letztgenannte Struktur ist häufig, wenn wenig oder kein Quarz als Einsprengling auftritt. Die Bestandteile der Grundmasse sind Plagioklas (Oligoklas-Albit), brauner Biotit, wenig Quarz und sekundäre Mineralien (Chlorit, Strahlstein, Zoisit, Erz, Karbonat). Calcit kann auch mandelartige Nester (d bis 3 mm) bilden.

Die primäre Eruptivstruktur war demnach holokristallinporphyrisch, die Grundmasse eines Teils der Gesteine kann als trachytoid bis ophitisch bezeichnet werden. Analyse B stammt von einem Vorkommen mit deutlich leistenförmiger Ausbildung der Grundmassenplagioklasse.

Typus III umfasst die stark verschieferten, nicht oder undeutlich porphyrischen, feinkörnigen Gänge. Z. T. gleichen sie den felsitischen Randbändern des Typus II. Einige Fundpunkte sind: nördl. des Piz dil Maler Koord. 698,94/166,10, Piz Pazzola 705,24/166,75 und am Südgrat des Piz dil Maler an manchen Stellen.

Die makroskopisch feinkörnigen, dichten, grauen bis graugrünen, schiefrigen Gesteine besitzen manchmal auf den Schieferungsflächen typische, längliche (bis 2 cm lange) grüne Flecken. — Im Schutt fallen die Ganggesteine des Typus III unter den viel dunkleren Gneisen sofort auf.

U. d. M. ist nur selten noch eine Andeutung von primärer Eruptivstruktur wahrnehmbar; in der Mehrzahl der Fälle ist das gesamte Gestein grano- bis lepidoblastisch umkristallisiert. Die auftretenden Mineralien gehören der Epizone an; man findet Albit, Quarz, Chlorit, Serizit, Calcit, Titanit, hellbraunen reliktschen Biotit, Turmalin, Erz, (Klinozoisit) (Zoisit) (Strahlstein). Als Ca-Mineral überwiegt Calcit. Glieder aus der Zoisit-Epidotfamilie sind

recht selten. Der hellgrüne Chlorit besitzt meist hellgraue I. F. und hat n_α in Längsrichtung der Blättchen. Es dürfte sich somit um Klinochlor handeln.

Die makroskopisch auffälligen, grünen Flecken einiger Gänge dieses Typus entpuppen sich u. d. M. als Aggregate von Chlorit, Erz und Titanit und repräsentieren wohl umkristallisierte und verformte femische Einsprenglinge. Ein Teil der Typen III war demnach primär porphyrisch, mit vorwiegend femischen Gemengteilen als Einsprenglinge.

Zu Typus III gehört Analyse C, und zwar handelt es sich um den Untertypus mit den grünlichen Flecken.

Typus IV. In der Westflanke des Piz di Maler steht in einem 5 m breiten Vorkommen ein graues, massiges Gestein mit gelblichen Flecken an (698,23/165,56). Die Lagerungsverhältnisse sind nicht klar, Diskordanz kann nicht festgestellt werden. U. d. M. fällt die äusserst starke Serizitisierung des gesamten Gesteins auf. Die primäre Eruptivstruktur ist noch durch die idiomorphen (teils mit Resorptionseinbuchtungen) Plagioklaseinsprenglinge erkennbar, die vollständig von Sericit erfüllt sind. Ebenfalls als umgewandelte Einsprenglinge deutbar sind Chlorit-Erzaggregate. In der Grundmasse nimmt man Serizit, Albit, reichlich Quarz und etwas Calcit wahr. Das Gesteinsbild wird jedoch durch die zahllosen Serizitschüppchen beherrscht, sodass man in Berücksichtigung der absolut massigen Textur geneigt ist, an eine autopneumatolytische Serizitisierung zu denken. Auch von diesem Typus wurde eine Analyse angefertigt (D).

Genetisch-chemische Verhältnisse: Die Gesteinsnamen Dioritporphyrit und Lamprophyr werden (seit ROSENBUSCH) nicht nur im rein beschreibenden Sinne gebraucht, sie charakterisieren zugleich zeitliche und genetische Beziehungen dieser Ganggesteine zu andern magmatischen Gesteinen und Vorgängen. So versteht man unter Lamprophyren gangförmige Nachschübe eines abgespaltenen Restmagmas im Gefolge einer Tiefengesteinsintrusion. Die Bezeichnungen Dioritporphyrite, Granitporphyre dagegen werden vorwiegend für Gänge gebraucht, die dem gleichen Magma entstammen wie die mit ihnen vergesellschafteten Tiefengesteine. Die gangförmige Lagerung und die meist porphyrische Struktur unterscheiden sie von letzteren. Die Theorie der komplexen gravitativen Kristallisationsdifferentiation nimmt an, dass die Lamprophyrmagmen der Bodenschicht des sich differenzierenden Hauptmagmas entstammen. Diese Magma-Unterschicht ist durch Anreicherung und teilweise oder vollständige Resorption absaigernder, spezifisch schwererer Erstkristallate gebildet worden. „Lamprophyr“-Magmen entstehen danach als resorbierte Kristallate bei jeder komplexen gravitativen

Kristallisationsdifferentiation, sei es, dass sich ein Granitmagma komplementär zu aplitischen Restschmelzen entwickelt, sei es, dass aus gabbrodioritischen Magmen granitische Schmelzen entstehen. Lamprophyrmagmen können naturgemäss im allgemeinen erst aktiv werden, wenn die darüberliegende Magmamasse zur Intrusion gelangt ist. Da, wo die Differentiation bis zum granitisch-aplitischen Stadium fortgeschritten ist, intrudieren die Lamprophyre meist zuletzt, sie sind die letzten gangförmigen Nachschübe der Granitintrusion. Gewöhnliche Dioritporphyrite dagegen können Vorläufer der Granitintrusion sein und im Zusammenhang mit einem dioritischen Differentiationsstadium des Magmas stehen, das sich vor dem granitischen eingestellt hat. Dieser Idealablauf eines durch die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation bestimmten magmatischen Zyklus' braucht nun allerdings in der Natur nicht immer in gleicher Weise verwirklicht zu sein. Tektonische Vorgänge können unter Umständen die Reihenfolge der magmatischen Prozesse umkehren. So ist denkbar, dass ausnahmsweise durch Abquetschen die „lamprophyrische“ Magmaunterschicht vor dem Hauptmagma in höhere Regionen gelangen kann. Ebenso ist der Fall denkbar, dass „dioritisches“ Magma, das schon vor dem granitischen Stadium in seiner stofflichen Zusammensetzung gebildet war, noch gangförmig einer Granitintrusion nachfolgt.

Es stellt sich nun die Frage, ab „lamprophyrische“ Magmen in obigem Sinne, das heisst Magmen, die als Differentiationsprodukte aus einem bereits saureren Magma entstanden sind (demnach rückläufige Basizität gegenüber dem Hauptverlauf der Differentiation besitzen), immer auch zu Gesteinen führen, die sich rein physiographisch von anderen unterscheiden lassen. Dann, und nur dann wäre man berechtigt, die Bezeichnung „Lamprophyr“ in deskriptiver Beziehung als unterscheidenden Gesteinsnamen zu benutzen. Nach ROSENBUSCH (78) besitzt die Lamprophyrgruppe folgende Merkmale: selten porphyrische, mehr gleich- und feinkörnige Struktur, Feldspat und Quarz fast nie als Einsprenglinge, starke Neigung zur „Verwitterung“. Diese Merkmale genügen aber offensichtlich nicht, um zu entscheiden, ob in genetischem Sinne ein Lamprophyr vorliegt, besonders da der Mineralbestand dieser Gänge nicht wesentlich verschieden von demjenigen „aschister“ Gänge ist. Man ist so gezwungen, auch die chemische und die geologische Lagerungsform (in Bezug auf die mit ihnen verknüpften Hauptbatholithen) bei der Gesteinsbenennung zu berücksichtigen. Aber auch hier finden wir keine eindeutigen und immer vorhandenen Merkmale. Immerhin

sind die Lamprophyre in den meisten Fällen wirkliche Nachläufer der mit ihnen in genetischer Hinsicht zusammengehörenden Batholith-intrusionen. Basische bis intermediäre Gänge, welche die obgenannten physiographischen Merkmale besitzen und einen saureren Batholithen, dessen Bildung mit ihnen zeitlich in nähere Beziehung gebracht werden kann, als jüngere Bildungen durchsetzen, entstammen daher wohl stets auch lamprophyrischen Schmelzen im genetischen Sinne. Hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung lässt sich zwar nach BEGER (9) für jeden Lamprophyr ein äquivalenter Chemismus unter den Tiefengesteinen finden; doch sind häufig gegenüber der Hauptdifferentiationsreihe des magmatischen Zyklus', dem die Lamprophyre angehören, besondere und typische Tendenzen der Lamprophyrentwicklung zu erkennen. Lamprophyre einer kalk-alkalischen, pazifischen Provinz besitzen z. B. nicht selten deutliche Tendenz zur Kalireihe hin, seltener zur Natronreihe (z. B. Kersantite in Granitmassiven, mit nicht selten lamprosyenitischem Chemismus).

Es gibt nun aber ohne Zweifel manche Fälle (der vorliegende gehört, wie noch gezeigt werden soll, auch dazu), bei denen ein Entscheid, ob ein Gestein genetisch als Lamprophyr bezeichnet werden darf, Schwierigkeiten bereitet. In neueren Systemen der mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine werden deshalb die Bezeichnungen Lamprophyr und die Unterbezeichnungen Spessartit, Vogesit usf. nach Möglichkeit vermieden. Die beste Lösung wäre wohl die, den Begriff Lamprophyr nur als genetische *Zusatzbezeichnung* zu verwenden, das heisst, als ergänzende Bezeichnung zu einem sich ausschliesslich auf die mineralogischen und strukturellen Eigenschaften beziehenden Namen (ähnlich TRÖGER (95)). In diesem Sinne könnte man sogar von lamprophyrischen Dioritporphyriten, Syenitporphyren usf. sprechen, was nach ROSENBUSCH eine *contradictio in adjecto* wäre. Bei diesem Vorgehen könnte zudem auf die Namen Spessartit (feinkörniger, gangförmiger Hornblendediorit), Kersantit (feinkörniger, gangförmiger Biotitdiorit) usw. verzichtet werden; der französische Sprachgebrauch kennt ja z. B. schon lange für solche dunkle, mehr oder weniger fein- und gleichkörnige Gesteine, für die man die Bezeichnung „Porphyrit“ vermeiden möchte, neutrale Bezeichnungen wie *microdiorite*, *microsyenite* usf. (nach dem System von FOUQUÉ und MICHEL-LÉVY). In der deutschen Nomenklatur haben sich ähnliche Bezeichnungen bis jetzt noch nicht eingebürgert. Auch aus diesem Grunde wurde für die hier vorliegenden Gänge die neutrale Benennung „intermediäre Gänge“ benutzt, nicht zuletzt allerdings auch deshalb, weil die meist starke Umprä-

gung durch die alpine Metamorphose den primären Mineralbestand weitgehend verändert hat.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen sollen die speziellen genetischen Verhältnisse der vorliegenden Gänge diskutiert werden. Mit Sicherheit kann man feststellen, dass sie zum gleichen magmatischen Zyklus wie die grossen Tiefengesteinsintrusionen (Medelser Pluton, Fibbiagranit usf.) gehören. Die Gänge sind einerseits jünger als die meso- bis katazonale Vergneisung, andererseits aber älter als die alpine Metamorphose, die sie weitgehend verändert hat. Sind es nun aber in genetischer Hinsicht Lamprophyre, also der Bildung und Intrusion nach Nachläufer der herzynischen Granodiorit-Granitintrusionen, oder müssen sie als deren Vorläufer betrachtet werden, die vielleicht in näherem genetischem Zusammenhang mit dem Ufiern- oder Säbelhorndiorit-Magma stehen? Im zweiten Fall sollten sie streng genommen nach ROSENBUSCH als Dioritporphyrite, Gangdiorite und Quarzdioritporphyrite bezeichnet werden.

Die Lagerungsverhältnisse im engeren Untersuchungsgebiet gestatten keinen Entscheid dieser Frage, denn die Gänge durchsetzen alte Paragneise und befinden sich in grösserer Entfernung der mächtigen aufgeschlossenen Tiefengesteinskörper. Lediglich einige ganz kleine Dioritstöcke liegen in der Nähe, doch steht für diese herzynisches Alter nicht mit Sicherheit fest. Es lässt sich einzig sagen, dass die intermediären Gänge im untersuchten Gebiet eine jüngste magmatische Manifestation innerhalb des Altkristallins sind. Die Gänge sind auch jünger als zum mindesten ein Teil der Pegmatite, deren Alter, wie erwähnt, jedoch ebenfalls etwas unbestimmt bleibt. Einen gewissen Hinweis könnte vielleicht noch die Art der Einsprenglinge geben, da lamprophyrische Gänge selten Quarz und Feldspat als Einsprengling enthalten. Bei den hier besprochenen Gängen führt Typ I ausschliesslich Hornblende, Typ II dagegen vor allem Plagioklas und Quarz als Einsprenglinge, Typ III hat gleichkörnige Struktur oder reliktsch-porphyrische femische Einsprenglinge. Typ I und III lassen sich daher auch strukturell ohne weiteres mit normalen Lamprophyren vergleichen, Typ II dagegen fällt etwas aus dem Rahmen dieser Gesteine heraus.

Die Bezeichnungsweise für Gesteine dieser Art ist im GM nicht einheitlich. Die intermediären bis basischen Gänge des zentralen GM wurden zusammenfassend von SONDER (82) beschrieben, z. T. auf früheren Untersuchungen von GRUBENMANN basierend. Die dort gesamthaft als Lamprophyre bezeichneten Gesteine sind äusserst mannigfaltig. Die si-Zahl kann bis 240 gehen, die Strukturen wechseln von porphyrisch (z. T. mit Quarz und Feldspateinsprenglingen) zu gleichkörnig. Nach den dort gegebenen Beschrei-

bungen könnten auch alle im Osten von mir beobachteten Gesteine unbedenklich als Lamprophyre bezeichnet werden. Im Grossen und Ganzen scheint lediglich im zentralen GM die alpine Metamorphose mehr kristalloblastisch gewirkt zu haben, Neubildungen von Hornblende und grösseren Albiten sind häufig.

Manche dieser von GRUBENMANN und SONDER beschriebenen Gänge durchsetzen die Hauptgranite und Granodiorite und sind jünger als die gleichfalls den Hauptstock durchsetzenden Aplite. Sie verhalten sich dort somit genau so, wie das Lamprophyre üblicherweise tun.

E. AMBÜHL (1) unterscheidet Lamprophyre und Porphyrite, wobei offensichtlich besonderes Gewicht auf das Auftreten oder das Fehlen von Feldspat als Einsprengling gelegt wird. Doch darf nicht vergessen werden, dass die alpine Verschieferung primär sehr wohl porphyrische Gänge „entporphyritisiert“ haben kann. Daneben treten in dem von AMBÜHL untersuchten Gebiet noch Granitporphyre (Rossbodenstock) auf, die schon wegen ihrer chemischen Zusammensetzung kaum als lamprophyrische Bildungen aufgefasst werden dürfen. In ganz ähnlicher Weise unterscheidet H. M. HUBER (41) Lamprophyre (Kersantite und Spessartite) und Dioritporphyrite, sich ebenfalls wieder auf die Feldspateinsprenglinge als wesentlichstes Merkmal stützend. Ich halte es jedoch nicht für ausgeschlossen, dass auch die Porphyrite von HUBER (41) und AMBÜHL (1) in genetischer Hinsicht Lamprophyre sind.

Vor der weiteren Diskussion müssen noch die chemischen Verhältnisse abgeklärt werden. Es wurden durch Prof. Dr. J. JAKOB von allen 4 Typen je eine Analyse ausgeführt, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Tab. I. *Gewichtsprozent der Analysen intermediärer Gänge*

	A	B	C	D
SiO ₂	53,15	55,90	56,80	65,00
TiO ₂	1,23	0,85	0,70	0,55
Al ₂ O ₃	14,32	16,20	15,44	14,84
Fe ₂ O ₃	2,05	1,64	1,81	2,22
FeO	5,57	4,22	3,87	2,44
MnO	0,10	0,05	0,06	0,04
MgO	7,47	3,36	2,33	1,94
CaO	7,53	5,19	5,61	2,37
Na ₂ O	3,54	4,56	3,69	3,94
K ₂ O	1,35	2,54	2,42	2,27
+ H ₂ O	3,12	2,68	3,61	3,10
— H ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,18	0,27	0,25	0,17
CO ₂	0,38	2,65	3,46	1,31
	100,02	100,11	100,05	100,19

Analytiker: J. JAKOB.

A (786)¹⁾ Intermediärer Gang, mit kleinen Hornblendeeinsprenglingen, Typ. I; Piz Cavadri, Koord. 696,13/165,17.

¹⁾ Handstück- und Schliffnummer.

- B (873) Intermediärer Gang, schwach porphyrisch, Typ. II; nördlich des Gipfels des Piz dil Maler, Koord. 699,02/165,84.
- C (732) Verschiefter intermediärer Gang, Typ. III; nördlich des Gipfels des Piz dil Maler, Koord. 698,94/166,1.
- D (789) Serizitisierter Gang, Typ. IV; Westhang Piz dil Maler, Koord. 697,88/165,47.

Tab. II. *Molekularwerte der Analysen intermediärer Gänge*

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	co ₂	h ₂ O —
A	139	22	46	21	11	0,20	0,64	2,5	1,4	27
B	181	31	31½	18	19½	0,27	0,51	2,1	11½	29
C	201	32	29	21	18	0,30	0,43	1,9	17	42½
D	281	38	28½	11	22½	0,27	0,43	1,8	8	44½

Tab. III. *Basismoleküle der Analysen intermediärer Gänge*

	Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Cs	Sp	Fo	Fa	Fs	Q
A	0,4	0,9	5,0	19,5	11,9	5,2	—	15,8	6,8	2,2	32,3
B	0,6	0,6	9,4	25,6	10,2	2,5	—	7,2	5,2	1,8	36,9
C	0,6	0,5	9,2	21,4	12,0	2,5	—	5,2	4,9	2,0	41,7
D	0,3	0,4	8,4	22,3	6,8	—	3,4	2,5	3,0	2,5	50,4

	Q	L	M	Ru+Cp	π	γ	μ	w ⁶⁾	α ⁵⁾
A	32,3	36,4	30,0	1,3	0,33	0,17	0,53	0,24	+0,78
B	36,9	45,2	16,7	1,2	0,23	0,15	0,43	0,26	+1,22
C	41,7	42,6	14,6	1,1	0,28	0,17	0,36	0,29	+2,73
D	50,4	37,5	8,0	4,1*)	0,18	0,00	0,31	0,45	+9,5

*) davon 3,4 Sp

In den Molekularberechnungen wurde das oft reichlich vorhandene Ca CO₃ nicht in Abzug gebracht, ebenso ist die Basis ohne Berücksichtigung, d.h. ohne Bildung von CaCO₃ mit dem vorhandenen CO₂, berechnet. Dieses Verfahren erweist sich als durchaus berechtigt, da nur auf diese Weise die Analysen in das Eruptivfeld hineinfallen. Calcit ist also zwar sekundärer Entstehung, doch ist nur CO₂ und nicht etwa Ca CO₃ als Ganzes während der Epimetamorphose zugeführt worden.

Eine Bestimmung der Magmentypen nach dem Schlüssel von P. NIGGLI (64) ergab: Der Chemismus der Analyse A (Typus I) ist normalgabbrodioritisch mit Tendenzen gegen si-gabbrodioritisch, derjenige der Analyse B (Typus II) normalquarzdioritisch bis essexitakeritisch. Der Chemismus der Analyse C entspricht weitgehend dem normalquarzdioritischen Magma. Für Analyse D (Typ IV) findet sich

⁵⁾ Bedeutung von w und α siehe P. NIGGLI (69).

kein vergleichbarer Magmentyp, was vor allem durch den Tonerdeüberschuss über $(\text{alk} + \text{c})$ von $4\frac{1}{2}$ Einheiten bedingt ist. Es steht dies im Einklang mit der im Dünnschliff beobachteten, ausserordentlich starken Serizitisierung, die, wie aus dem völligen Fehlen einer

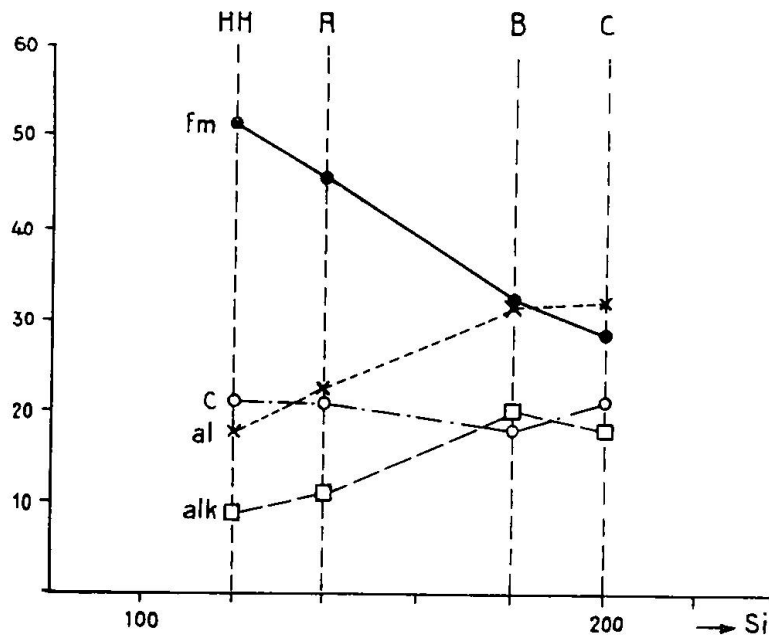


Fig. 6. Si-Variationsdiagramm intermediärer, extrabatholithischer Gänge (Lamprophyre?) des östlichen GM

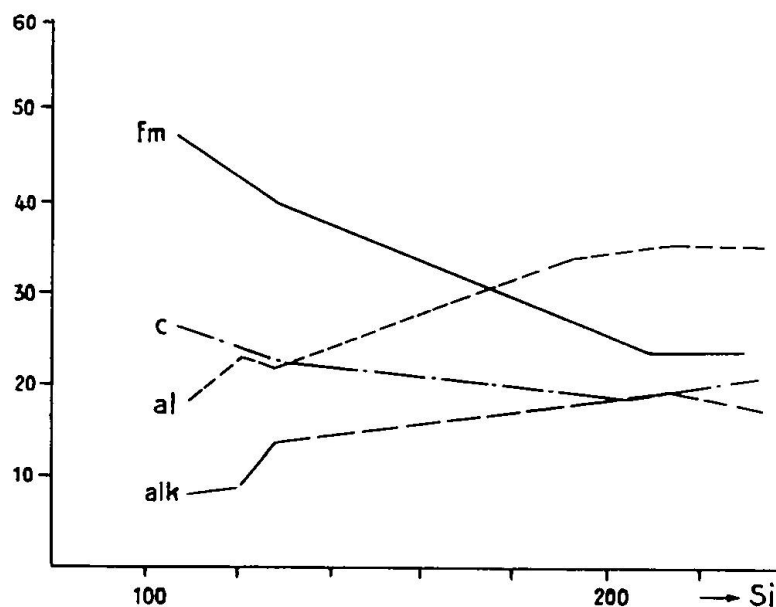


Fig. 7. Si-Variationsdiagramm der Kalkalkalireihe der Lamprophyre des zentralen GM (nach BEGER (9))

Verschieferung zu schliessen ist, wohl auf autopneumatolytische Vorgänge (Zufuhr von Al, Si, Wegfuhr von Ca) zurückzuführen ist.

Der Chemismus der intermediären Gänge (Typen I—III) ist also im wesentlichen derjenige einer pazifischen Vergesellschaftung. (Einzig Typus II besitzt eine Tendenz zu Magmen der Natronreihe.) BEGER (9) konnte für die ihm bekannten, meist aus dem zentralen GM stammenden gotthardmassivischen Lamprophyre eine Kalkalkalireihe (mit vorwiegend Spessartiten und malchitähnlichen Gängen) und eine Kalireihe (mit vorwiegend Kersantiten) unterscheiden. Wenn es sich bei den von mir beschriebenen Gängen um Lamprophyre handelt, müssten sie demnach mit der Kalkalkalireihe BEGERS verglichen werden. Diesen Vergleich ermöglichen Fig. 6 und Fig. 7. In Fig. 6 ist neben den hier bekanntgegebenen Analysen noch diejenige eines von H. M. HUBER (41) analysierten „Spessartits“, der ebenfalls aus dem östlichen Gotthardmassiv stammt, bei der Konstruktion des Diagramms mitbenutzt worden (mit HH bezeichnet). Die Ähnlichkeit der beiden Diagramme ist recht gross, einzig fm ist fast durchwegs bei den Gängen des östlichen GM etwas höher. Ebenso gross ist nun aber die Ähnlichkeit mit dem normalen Tiefengesteinsdiagramm des GM, wie es z. B. von H. M. HUBER ((41), S. 130) nach den neuesten Angaben konstruiert worden ist. Auch in einem k-mg Diagramm fallen die 4 Analysen nicht ausserhalb der Variationsbreite dioritischer und granodioritischer Tiefengesteine des GM. Typischen und von den Verhältnissen der gotthardmassivischen herzynischen Tiefengesteine abweichenden Chemismus haben im GM nur manche „Kersantite“, die nach ihrem Chemismus der Kalireihe zugeordnet werden müssen. Bemerkenswert scheint, dass nach H. M. HUBER die Kersantite vor allem innerhalb der Granitbatholithen auftreten, während die Spessartite extrabatholithisch in den vorherzynischen Gneisen vorkommen. R. SONDER (82) und H. M. HUBER (41) sind der Ansicht, dass die Kersantite älter als die Spessartite sind.

Aus den Ausführungen folgt, dass auch mit Hilfe der chemischen Verhältnisse die Frage nach der magmen-genetischen Herkunft der intermediären Gänge nicht eindeutig gelöst werden kann.

Zusammenfassend kann jedoch gesagt werden:

1. Die unter d) beschriebenen intermediären Gänge des hier untersuchten Gebiets gehören zum herzynischen Magmenzyklus.
2. Der Chemismus der Gänge variiert von gabbrodioritisch bis normalquarzdioritisch; vereinzelt kann essexitische Tendenz festgestellt werden.

3. Die Entscheidung darüber, ob in genetischer Hinsicht Lamprophyre, also Differentiate und Nachläufer der Granitintrusion, vorliegen, oder ob es sich um basisch-intermediäre Vorläufer der Granitintrusion (nach ROSENBUSCH also Dioritporphyrite, Quarzdioritporphyrite) handelt, ist nicht eindeutig möglich. Es steht jedoch der Auffassung, dass die Gänge in ihrer Gesamtheit in genetischer Hinsicht Lamprophyre sind, nichts entgegen.
4. Die meisten Gänge haben eine alpine Epi-Überprägung erfahren, fast immer unter starker Verschieferung. Als Ca-Mineral tritt vor allem Calcit auf.

II. Zur Tektonik des altkristallinen Kerns des nordöstlichen Gotthardmassivs

Entsprechend der nördlichen Lage des untersuchten Gebiets im Fächer des GM herrscht steiles Südfallen oder saigere Stellung vor. Die Südgrenze des bearbeiteten Gebiets verläuft ungefähr in der Zone senkrechter Stellung; weiter südlich in dem von H. M. HUBER (41) kartierten Gebiet kann schon ausgesprochenes Nordfallen konstatiert werden. Deutliches Nordfallen tritt jedoch an einigen Stellen schon im hier behandelten Gebiet auf: so im Südteil des Gebirgsstocks des Piz Cavadri, der aus diesem Grunde ausgezeichneten Fächerbau besitzt, dann auch in den südlicheren Partien des Cuolm Cavigli und schliesslich in der Gegend der Alp Muscheneras.

In den Tälern wird im allgemeinen steileres Schichtfallen als auf den Bergkämmen gemessen. Verstärkt wird diese Erscheinung oft noch durch sekundären Hakenwurf.

Auffällig ist die grosse Variabilität im Streichen der Gneise, Abweichungen bis 50° von der allgemeinen Streichrichtung ($N 70^{\circ} E$) des Massivs kommen vor. Öfters kann festgestellt werden, dass eine Art „Paket“-Tektonik vorliegt: 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. Die alpine Tektonik scheint im Innern des Massivs vor allem die alten herzynischen Kluftrichtungen, die sich in den Streichrichtungen der intermediären Gänge manifestieren, wieder aufgenommen und zur Verstellung der einzelnen Gneispakete benutzt zu haben.

Es ist jedoch zu betonen, dass, wenigstens im Innern des Massivs, der alte herzynische Massivbau durch die alpine Gebirgsbildung kaum wesentlich deformiert und verändert worden ist. Diese Aussage stützt sich vor allem auf die Art des Auftretens der herzynischen diskordanten Gänge, die stellenweise noch über 50 m weit verfolgt werden können; auch ist ihre \pm saigere Stellung wohl noch weitgehend primär. Das braucht nun natürlich keineswegs zu bedeuten, dass das GM nicht als Ganzes alpin wesentlich disloziert worden sein kann.

Die stärksten Abweichungen von der allgemeinen Streichrichtung finden wir in erster Linie bei Annäherung an den Medelser-Granitstock. In der Gegend der Alp Muschaneras streichen die Gneise N 20—40° E, indem sie sich weitgehend dem Nordwestrand des Granitstocks anpassen. Typisch diskordant ist der Medelser-Granitstock erst weiter im Süden, wo z. B. die Motta naira-Muldenzone fast senkrecht an den Granitkontakt stösst.

Ein besonderes Verhalten besitzen die auf S. 98 besprochenen Serizit-Quarzitzüge, die sich innerhalb der Meso- bis Katagneise befinden. Diese Schiefer-Quarzitzüge streichen oft N 110—120° E, während das normale Massivstreichen N 70° E beträgt (z. B. Schiefer-Quarzitzug Piz di Maler-Westhang oder Piz Cavradi Osthang). Ob es sich um eigentlich diskordante Lagerung und Einmuldung in den wohl älteren Paragneisen handelt, kann nicht entschieden werden, da die Aufschlüsse in der Nachbarschaft dieser Schieferzüge unvollständig sind und die Kontakte mit den Gneisen meist nicht beobachtet werden können.

III. Zur alpinen Metamorphose im altkristallinen Kern des nordöstlichen Gotthardmassivs

In den letzten 25 Jahren, die für das GM eine Zeit intensiver und detaillierter Erforschung bedeuten, hat sich immer mehr Klarheit und Übereinstimmung in den Ansichten darüber herausgebildet, was am heutigen Mineralbestand des Altkristallins der alpinen, tertiären Dislokationsmetamorphose zugeschrieben werden darf. Ausgegangen wurde dabei in erster Linie von Vergleichen mit mesozoischen Schichtreihen am Süd- und Nordrand des GM, an denen die alpin-metamorphe Fazies am reinsten erkannt werden kann. Eingehend haben sich mit diesen Fragen E. AMBÜHL (1) und auch H. M. HUBER (41) beschäftigt. Die vorliegenden Untersuchungen brachten grundsätzlich nichts Neues, sie konnten aber über regionale Verschieden-

heiten und über Erscheinungen der Selektivität der alpinen Metamorphose kleinere Ergänzungen bringen.

Tab. IV gibt eine Übersicht über den voralpin und alpin geprägten Mineralbestand der wichtigsten besprochenen Gesteinsgruppen, wie er nach den vorliegenden Untersuchungen wahrscheinlich ist.

Darnach lag im Untersuchungsgebiet am Ende der herzynischen Orogenese eine Serie von meso- bis katametamorphen Gneisen, Amphiboliten, ? Eklogiten und Kalksilikatfelsen vor. Eine Ausnahmestellung kommt wahrscheinlich einzig einem Teil der direkt dem Permokarbon vorgelagerten Serizit-Biotitgneise und Phyllit- und Quarzitzügen (siehe S. 98) zu, die vermutlich schon voralpin einen geringeren Grad der Metamorphose besaßen.

Die Gneise und ihre Einlagerungen waren durchsetzt von intermediären Gängen, die noch den primär-magmatischen Mineralbestand besaßen. Das Gleiche gilt wohl für die in kleinsten Linsen auftretenden Diorite.

Aus der Physiographie der einzelnen Gesteinstypen geht deutlich hervor, dass die alpin-metamorphe Überprägung im untersuchten Gebiet von stark variabler Intensität ist. Die Variabilität hat eine zweifache Wurzel: Ein Teil der Verschiedenheiten kann auf eine Art Selektivität der Metamorphose für die einzelnen Gesteinstypen zurückgeführt werden, während der andere, wichtigere Teil auf einer grossregionalen, durch die wechselnden tektonischen Verhältnisse bedingten Verschiedenheit in den Temperatur- und vor allem den Stressbedingungen beruht.

Zur Selektivität der Metamorphose: Im allgemeinen sind Gneise weit frischer und unveränderter als die Amphibolite und Kalksilikatfelse. Es gilt dies selbst für Gesteine von eng benachbarten Fundorten. Die quarzreichen Alkali-Alumosilikatgesteine (Gneise) beginnen sich erst unter der katalysatorischen Einwirkung eines starken Stress', der sich in mechanisch-mylonitischer Einwirkung ausdrückt, auf die epizonalen Bedingungen einzustellen.

Die Amphibolite und Kalksilikatfelse dagegen besitzen einen Reichtum an Neubildungen auch dann, wenn kein wesentlicher Stress nachgewiesen werden kann. Als Ganzes stellen sich die Gesteine mit Kalksilikaten und basischerem Plagioklas rascher und leichter auf die neue stabile Fazies ein. Interessant ist, dass in der Gruppe der Andesinlabradorgneise die Plagioklase meist stärker zersetzt (zoisitisiert) sind, wenn Hornblende im Gestein vorkommt. Die besondere Empfindlichkeit der intermediären Gänge beruht wohl dar-

Tab. IV. Mineralbestand der Gesteine des Altkristallins des GM

Gesteinsgruppe	herzynisch und vorherzynisch geprägter Mineralbestand (nur HGT), meso-bis katazonal	sekundäre Mineralgruppe, alpin geprägt epi-bis (meso)-zonal
Paragneise und Mischgneise (ausgenommen die Phyllite und ein Teil der Serizit-Biotitgneise)	Quarz Na-Kaliumfeldspat (Mikroklin-Perthit) Plagioklas (0–70 % An) Biotit, rotbraun und gelbbraun grüne Mesohornblende (z. T. auch hellgrün, etwas strahl- steinartig) almandinreicher Granat Sillimanit	Quarz (manchmal zusam- men mit Chlorit in kleinkörnigen grano- blastischen Pflastern) Schachbreit Albit Karbonat Serizit Zoisit Klinozoisit-Epidot Chlorit (Pennin- Klinochlor) ? brauner und dunkelgrü- ner feinschuppiger Biotit Sagenit } in Biotit Titanit }
Kalksilikatfelse	Quarz Plagioklas (bis ? 90 % An) Grossular Diopsid Mesohornblende Titanit	Karbonat Serizit Zoisit, Klinozoisit-Epidot strahlsteinartige Hornblende
Amphibolite	basischer Plagioklas (30–75 % An) Mesohornblende nach H. HUBER auch: Zoisit	Albit Serizit Zoisit Klinozoisit-Epidot Karbonat Chlorit (Pennin- Klinochlor)
Granatamphibolite (= primär? Eklogite)	Granat ? Omphacit	Chlorit (Pennin- Klinochlor) Strahlstein Albit
Intermediäre Gänge	<i>primärer eruptiver Mineralbestand</i> braune Hornblende brauner Biotit Plagioklase (20 = ? 50 %) Quarz	<i>sekundärer Mineralbestand</i> Karbonat (!) Albit Quarz Chlorit (Klinochlor) Serizit Titanit ? feinschuppiger Biotit (Zoisit, Klinozoisit- Epidot) helle strahlsteinartige Hornblende

auf, dass, wie schon mehrfach erwähnt, die alpine Orogenese die alten herzynischen Kluftsysteme reaktiviert hat, wobei die CO₂-haltigen, wässerigen Lösungen in diesen Klüften besonders gut wandern

konnten. Nicht unerwähnt darf allerdings bleiben, dass ein Teil der Umwandlungserscheinungen dieser Gänge auch autohydrothermal sein kann (Auftreten von Calcit-Mandeln!).

Zur regionalen Variabilität der Metamorphose: Die geringste Einwirkung alpiner Metamorphose kann im untersuchten Gebiet in der Region der Garves da Nual und z. T. auch am Piz Cavradi festgestellt werden. Sowohl nach Osten, wie nach Norden, gegen das Permokarbon hin, und nach Süden nimmt die alpinmetamorphe Beeinflussung zu, was sich vor allem in Verschieferungserscheinungen, in Verbindung mit Mineralumwandlungen, ausdrückt. Im Osten, gegen die Lukmanierstrasse hin, ist die ganze nördliche Paragesteinszone stark verschiefert und z. T. auch im Mineralbestand umgeprägt. Sehr schön geht der Unterschied östliches GM - zentrales GM aus einem Vergleich der Gesteinsbeschreibungen von R. U. WINTERHALTER (103) im Osten und E. AMBÜHL (1) im zentralen GM hervor. WINTERHALTER deutet allerdings seine Resultate nicht ganz in obigem Sinne; er nimmt an, dass die von ihm beschriebenen Gesteine schon voralpin einen geringeren Grad der Metamorphose aufgewiesen hätten, indem er die kataklastische Struktur als psammische Reliktstruktur deutet. Meine Studien im Verbindungsstück zwischen den Aufnahmegebieten der beiden erwähnten Autoren haben mich aber dazu geführt, den besonderen Habitus der östlichen Gneise des GM im wesentlichen auf diaphthoritische Prozesse zurückzuführen (mit einigen wenigen Ausnahmen, siehe S. 95). Es ist dies übrigens grosstektonisch durchaus verständlich, da östlich der Lukmanierstrasse das GM immer mehr zu einer flachliegenden, nach Norden überschobenen Decke wird.

Bei einer Betrachtung des GM als Ganzes wird die regionale Verschiedenheit der alpinen Metamorphose noch grösser; am Südrand des GM (Tremolaserie, Borel- und Tenelinzone) herrschten eigentliche Mesoverhältnisse, wie die angrenzenden mesozoischen Schichtreihen erkennen lassen.

IV. Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Paramaterials des gotthardmassivischen Altkristallins

Mit Vorbedacht wurde der vorliegende Abschnitt der Besprechung der Misch- und Orthogneise und der Erörterung tektonischer und gesteinsumbildender Vorgänge nachgestellt. Denn gerade diese vorangegangenen Kapitel zeigen, mit welchen Schwierigkeiten jeder Versuch einer Aufgliederung des Parakristallins des GM rechnen muss. Magmatische Stoffzufuhr veränderte stellenweise das primäre

Para-Paläosom bis zur Unkenntlichkeit; dann wieder sind die Paragesteine polymetamorph. Unter Umständen können gleichaltrige und sedimentär-faziell identische Gesteinsserien im Laufe der geologischen Geschichte ein ganz verschiedenes Schicksal erlitten haben, sodass abschliessend in Mineralbestand und Struktur völlig verschiedene Produkte resultierten. Daher kann es sich im folgenden nur um einen als Arbeitshypothese aufzufassenden Versuch handeln.

Anlass zu den kurzen Ausführungen, die das gesamte Para-Alt-kristallin des GM berücksichtigen, gaben nachstehende Feststellungen im engeren Rahmen des Untersuchungsgebietes selbst:

1. Die einzelnen Paragesteinstypen sind nicht regellos verteilt.
2. Bestimmte, immer wiederkehrende Gesteinsassoziationen erwecken den Eindruck einer auch primär-stratigraphisch im engeren Sinn zusammengehörigen Serie.

Im Untersuchungsgebiet konnten im wesentlichen drei solche Gesteinsassoziationen konstatiert werden. Eine erste ist durch das Auftreten von Andesinlabradorgneisen, Sillimanitgneisen, Kalksilikatfelsen und Biotitstrahlsteinfelsen charakterisiert (später in Tab. V Serie I genannt). Eine zweite Serie ist relativ einheitlich aus Biotit-(Muskowit)-Albitoligoklasgneisen mit wenig Amphiboliteinlagerungen (in Tab. V = Serie II) aufgebaut. Eine dritte schliesslich (in Tab. V = Serie VI) wird vor allem durch das Auftreten von Quarziten gekennzeichnet. Quarzite konnten nämlich im Untersuchungsgebiet nur in einer bis 500 m breiten Zone am Nordrand des Massivs, zusammen mit Serizitbiotitgneisen, und in wenigen schmalen Zügen im Innern des Massivs, vergesellschaftet mit Phylliten, beobachtet werden. Eigentliche Quarzite (mit mehr als 85% Quarz) kommen nie in direktem Verband mit Gneisen der Serie I vor, sie scheinen auch der Serie II zu fehlen. Da, wo sporadisch Quarzite im Innern des Massivs auftreten, sind sie phyllitischen Gesteinen eingelagert.

Es sei nun aber betont, dass die verschiedenen Serien im Felde nicht scharf voneinander abgrenzbar sind. Es ist dies durchaus verständlich, wenn man an mögliche primäre Übergänge und an die mannigfachen tektonischen Vorgänge (?vorherzynische, herzynische und alpine Orogenese) denkt, die das Erdrindenstück seit der Bildung der ältesten Sedimente erlebt hat. Dazu kommt noch, dass gewisse Gesteinstypen (vor allem die Albitoligoklasgneise) sowohl in Serie I und II auftreten und dass die ?blastopsammitischen Gneise nicht eindeutig von diaphthoritischen Typen der Serie I unterschieden werden können.

Bevor nun die Betrachtung auf das gesamte Para-Altkristallin des GM ausgedehnt werden soll, sind noch einige Vorbemerkungen am Platze. Neben der Erkennung der Serien als solchen bleibt ein weiteres Ziel, diese in ein zeitliches Schema einzuordnen. Fossilien sind keine vorhanden oder keine mehr erkenntlich, als chronologischer Vergleichsmassstab bleiben einzig magmatische und tektonische Vorgänge und zwar sind es hier im altkristallinen Kern vor allem die magmatischen Zyklen, die ein solches zeitliches Gerüst liefern können. Im kristallinen Kern des GM sind im wesentlichen zwei magmatische Hauptzyklen erkennbar, die jeweils in der Förderung mächtigerer granitischer Magmamassen kulminierten. So gilt für das östliche GM folgendes: in einem ersten älteren Zyklus intrudierten grössere Massen von Engadinitgraniten, die heute in den sogenannten Streifengneisen vor uns liegen. Mit einem zweiten, jüngeren, wohl herzynischen Zyklus kann der mächtige Medelsergranit-Cristallinagranodioritpluton in Beziehung gebracht werden. Im zentralen GM war die jüngere Granitintrusion nicht einheitlich, die verschiedenen Granitstöcke entstanden durch zeitlich etwas voneinander getrennte Intrusionsvorgänge. Die Intrusion der streifengneisischen Engadinitgranite und diejenige der herzynischen Granite können nun als zwei Zeitmarken verwendet werden, die die vortriadische Zeit in 3 Abschnitte gliedern lassen. Ein Paragestein kann 1. vor der Intrusion der Streifengneise oder 2. nach der Intrusion der Streifengneise, aber noch vor der Intrusion der herzynischen Granite oder 3. nach der Intrusion der Granite entstanden sein. Die dritte Gruppe steht hier nicht zur Diskussion, die dazugehörigen Gesteinsserien gehören zum „nachgranitischen Permokarbon“, das erst im 2. Teil dieser Arbeit behandelt werden soll. Für das eigentliche Altkristallin kommen also nur die erste und die zweite Gruppe in Frage, wobei die entscheidende Frage die ist, ob das betreffende Gestein jünger oder älter als die Streifengneise ist. Diese Frage ist natürlich nicht immer leicht zu beantworten, besonders bei Gesteinen, die in grösserer Entfernung von Streifengneiskörpern liegen. H. M. HUBER (41) legte besonderes Gewicht auf das Vorhandensein oder das Fehlen intensiverer Injektionserscheinungen, da er alle Injektion ausschliesslich dem Streifengneismagma zuschreibt. Ob diese extreme Ansicht richtig ist und für das gesamte Gotthardmassiv Gültigkeit hat, ist zweifelhaft, besonders, da ja andernorts im GM (siehe S. 106) sicher herzynische Pegmatite auftreten. (H. M. HUBER verneinte für das von ihm untersuchte Gebiet auch das Auftreten von herzynischen Pegmatiten). Nichtsdestoweniger dürfte aber der Grundgedanke HUBERS

durchaus zutreffen: der grösste Teil der Injektionserscheinungen im GM steht unbedingt im Zusammenhang mit der Streifengneis-intrusion. Es steht dies in guter Übereinstimmung mit den im allgemeinen sehr scharfen Kontakten der Granitstöcke herzynischen Alters. Auf Grund dieser Überlegung hat H. M. HUBER die Paragesteine der Tremolaserie, der Tenelin- und der Borelzone als nachstreifengneis-sich, aber vorgranitisch angesehen. Neben dem Fehlen deutlicher Injektion spricht auch das Vorkommen kohlehaltiger Schiefer am

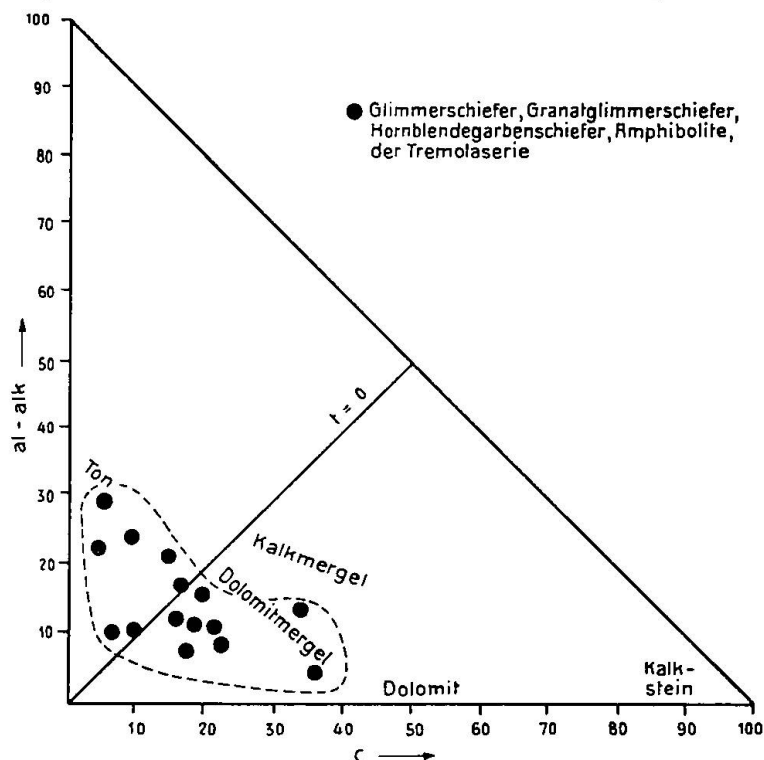


Fig. 8. (al-alk): c-Diagramm der Gesteine der Tremolaserie

Giubing in der Tremolaserie und auch der allgemeine Habitus für ein jüngeres Alter dieser Zonen. Dass die Gesteine aber noch vorgranitisch sind, beweisen die Skarnbildungen an tonig-mergeligen Einlagerungen im Rondadura-Quarzit (H. M. HUBER (41)) und der hohe Na-Gehalt der Gesteine der Tremolaserie, der wohl durch magmatische Na-Zufuhr von seiten der herzynischen Granite erklärt werden muss.

In Tabelle V habe ich versucht, das gesamte Parakristallin in Serien aufzugliedern. Von jeder Serie wird angenommen, dass sie schon primär-stratigraphisch eine Einheit, d. h. eine näher zusammengehörige Schichtreihe (\pm gleiches Alter und ähnliche Faziesentwicklung) bildete. Es sei jedoch nochmals betont, dass es sich nur um einen ersten Versuch handelt.

Tab. V. *Gesteinsserien des sedimentären Anteiles des Altkristallins des GM*

	Serie I	Serie II	Serie III	Serie IV	Serie V	Serie VI
<i>Vorkommen</i> im Unter- suchungs- gebiet: im übrigen GM (Beispiele):	Garves da Nual, Piz Cavradi Six Madun, Piz Tegliola, Unteralptal (Spann- matt, Glockenspitz)	Östlich des Val Nalps und nördlich und südlich von Serie I größter Teil der Zonen des Gurschengnei- ses, des Piz Paradis (H. M. HUBER) ? und des Guspis- gneises	Motta naira-Zone (H. M. HUBER); ? Teile des Guspis- gneises	Zone der <i>Tremola-Serie</i>	Zone des <i>Piz Tenelin</i> Zone des <i>Piz Borel</i>	am Nordrand des Massivs und einzelne Züge (dis- kordant) im Innern nach AMBÜHL zwischen Gurschen-Gneis und Permokarbon der UGM
<i>Haupt- gesteinstypen</i> (ohne die aus den Pa- ragneisen hervorge- gangenen Mischgnei- se und ohne dia- phthoriti- sche Typen)	<i>Andesinlabradorgneise</i> mit Biotit, Horn- blende und Granat als dunklen Gemengteilen <i>Sillimanitgneise</i> <i>Kalksilikatfelsein- schlüsse</i> <i>Biotit-Strahlsteinfels- einschlüsse</i> daneben Albitoligo- klas-Gneise mit Bio- tit, Muskowit und Granat untergeordnet und selten auch Amphi- bolite	<i>Hornfelsartige</i> <i>Glimmer-Albitoligo- klas-Gneise</i> feinaugig-feinstreifige <i>Glimmer-Albitoligo- klas-Gneise</i> wenig Amphibolite (z. T. wohl auch Ortho-)	<i>Glimmer-Albitoligo- klas- (? Andesin-) Gneise</i> reichlich <i>Amphibolite</i> (z. T. wohl auch Ortho-)	<i>Granatglimmerschiefer</i> <i>Hornblendegarbenschiefer</i> <i>Glimmerschiefer</i> <i>Karbonatglimmerschiefer</i> <i>Amphibolite</i> <i>Zoisitamphibolite</i> <i>Gneisquarzite</i> <i>Quarzite</i> <i>Kohleführende Schiefer</i> (Giubing) <i>Querbiotitgneise</i> <i>Biotitquarzite</i>	<i>Glimmergneise</i> <i>Hornblendegranatglimmer- schiefer</i> <i>Hornblendekarbonat- glimmerschiefer</i> <i>Quarzite</i> <i>Amphibolite</i>	? <i>blastospammitische</i> <i>Serizit-Biotitgneise</i> <i>Phyllite</i> <i>Quarzite</i> graphithaltige Schiefer
<i>Leitgesteine</i>	granatreiche Kalksilikatfelsein- schlüsse			Quarzite	Quarzite	Quarzite
<i>Metamorphe</i> <i>Faziesaus- bildung am</i> <i>Ende der</i> <i>herzynischen</i> <i>Orogenese</i>	meso-bis katazonal			? magmatische Natrium- zufuhr (herzynisch)	? nur meso - bis epizonal (später alpin mesozonal überprägt)	
<i>Alter in Be- zug auf Strei- fengneis und</i> <i>herzynische</i> <i>Granite</i>	vorstreifengneisisch			? nachstreifengneisisch, aber vorgranitisch ? \pm gleichaltrig = ? mittleres und unteres Karbon		
<i>vermutliche</i> <i>primär- sedimentäre</i> <i>Fazies</i>	Serie von Tonen bis kalkigen Mergeln, z. T. auch sandig- tonig. Wenig mächtige La- gen und Schmitzen von Kalksandstein, besonders als Zwi- schenlagerungen in den tonigeren Ty- pen.	Sandige Tone (z. T. mit Feldspat als klasti- schen Komponen- ten). Wenig dolo- mitische Mergel. Relativ eintönige Sedimentation	dolomitische Mergel, sandige Tone; ? von „Ophioliten“ durchsetzt; ? Ablagerung in tie- fer Furche	Serie von Tonen bis dolo- mitischen Mergeln, starke Wechselagerung, ein- zelne Quarzsandsteine	Serie von Tonen bis dolo- mitischen Mergeln mit mächtigeren Quarzsand- steinen	? Tone und sandige Tone Quarzsandsteine

Leere Seite
Blank page
Page vide

Weiterhin kann es vielleicht nicht unnütz sein, auf den Unterschied des hier verwendeten Begriffs Serie und der im GM üblichen Bezeichnung „Zone“ hinzuweisen. Eine „Zone“ ist charakterisiert durch die Summe aller sedimentärer, gesteinsumbildender, magmatischer und tektonischer Vorgänge, die irgendwelchen Einfluss auf den heutigen Gesteinsinhalt hatten. So kann eine „Zone“ durch magmatische Gesteine ihren typischen Charakter erhalten. In der Abgrenzung von Serien im Sinne des vorliegenden Abschnitts soll

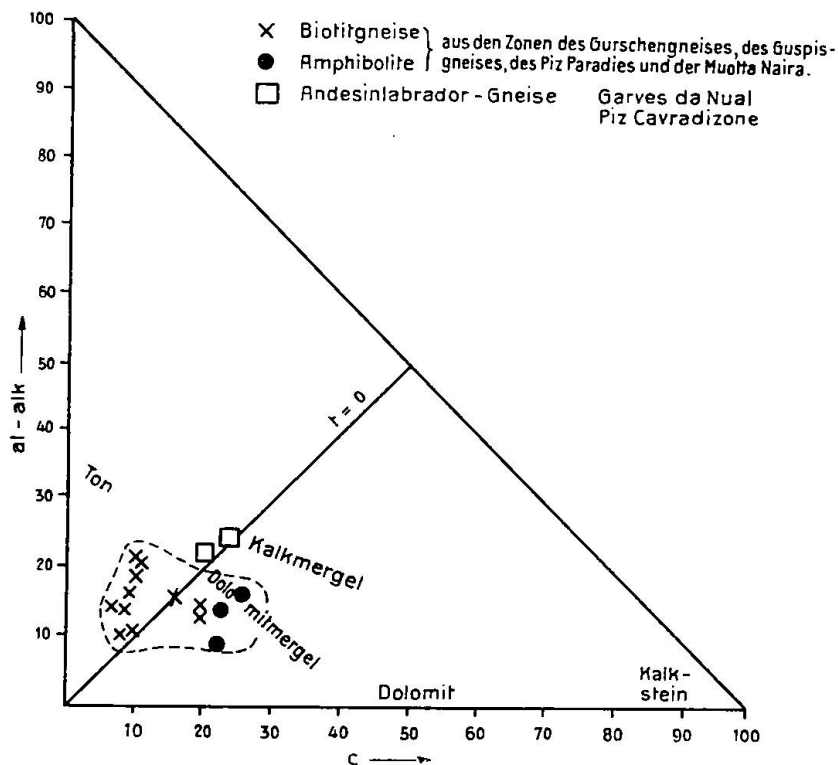


Fig. 9. (al-alk): c-Diagramm der Gesteine der Serien I, II, III
Gestrichelt umgrenztes Feld: Serie II

aber gerade von allen nachträglichen magmatischen, tektonischen und metamorphen Prozessen abstrahiert werden, es sollen die primären sedimentären Schichtreihen als solche erkannt werden. Es ist nun allerdings häufig so, dass eine Zone, die Paragesteine enthält (z. B. Zone der Motta naira, H. M. HUBER (41)), gerade nur eine solche Serie enthält; es ist dies aber keineswegs nötig.

Die Serien I, II und VI entsprechen den eingangs erwähnten drei Serien des Untersuchungsgebietes. I und II werden als vorstreifengneisig (Injektion!), VI dagegen als nachstreifengneisig, aber vorgranitisch angesehen und damit in eine Parallele mit der Tremolaserie und Serie V (Tenelin-Borel-Zone) gestellt. Die Gründe

für die Annahme eines jüngeren Alters der Serie VI waren: vermutlich geringerer Grad der voralpinen Metamorphose, Fehlen von deutlichen Injektionen, Auftreten von Quarziten wie in den jüngeren Zonen am Südrand des GM. Im übrigen spricht die Tabelle für sich selbst, es soll nur noch auf zwei Punkte eingegangen werden.

Von den sechs aufgestellten Serien sind 2 bisher chemisch einigermaßen umfassend untersucht worden, nämlich Serie II (Hauptmasse der Gurschen- und Guspisgneise, Zone des Piz Paradis) und Serie IV (Tremolaserie). In den Fig. 8 und 9 sind in einem (al-alk) zu c-Diagramm die beiden Serien einander gegenübergestellt worden. Es geht daraus deutlich hervor, dass sich die beiden Serien auch chemisch voneinander unterscheiden, das primär vorliegende Paramaterial also verschieden war. Aus der Lage der Projektionspunkte der Analysen der Tremolaserie lässt sich erkennen, dass ursprünglich eine Serie vorlag, die von typischen Tonen zu dolomitischen Mergeln führte (P. NIGGLI (59), L. HEZNER (39)). Charakteristisch ist die grosse Streuung im (al-alk):c-Diagramm. Anders liegen die Verhältnisse für Serie II (ein Teil der Amphibolitanalysen der Fig. 9 stammt auch aus Serie III, aus der Motta naira-Zone). Die Analysenpunkte der Gneise streuen sehr wenig und haben ihren Schwerpunkt dort, wo für die Tremolaserie nur wenige Analysen hinfallen (bei $c = 8-10$ und $alk = 10-20$).

Die Gesteine der Zone II hatten ursprünglich weit mehr den Charakter von sandigen Tonen (z. T. wohl mit Feldspäten als klastischen Komponenten). Reine Tone fehlten und dolomitische bis kalkige Mergel spielten nur eine untergeordnete Rolle ⁶⁾.

In Fig. 9 sind auch noch die zwei Analysen von Andesinlabradorgneisen des Unteraltales (die zur Serie I gehören) aufgeführt. Es geht aus ihrer Lage im Diagramm zweierlei hervor: 1. die Gesteine waren wohl ursprünglich Kalkmergel und 2. sie bilden keine Übergangstypen von Albitoligoklasgneisen zu Amphiboliten hin, denn die beiden Projektionspunkte fallen weit ausserhalb des Verbindungstreifens zwischen den gewöhnlichen Biotitgneisen der Serie I und den Amphiboliten.

⁶⁾ Die hier geäusserten Ansichten weichen von denjenigen von R. U. WINTERHALTER (103) z. T. ab; dieser Autor hält die Unterschiede Tremolaserie-Gurschengneis für unwesentlich und glaubt, dass sich die beiden genannten Gesteinsserien des N- und des S-Randes des GM altersmässig und auch \pm primärfaziell ungefähr entsprechen. Nach der vorliegenden Darstellung dagegen können am N-Rand des GM altersmässig nur die Übergangsgesteine Gurschengneis-Permokarbon mit der Tremolaserie des S-Randes parallelisiert werden.

Zur Frage des Auftretens von „Leitgesteinen“: Aus Tabelle V geht hervor, dass vielleicht für die nachstreifengneissische Gruppe (Serien IV, V und VI) Quarzite (weisse feinkörnige Gesteine mit mehr als 85 % Quarz) als „Leitgesteine“ angesehen werden können. Schon H. M. HUBER (41) hatte festgestellt, dass Quarzite im Innern des GM nicht vorkommen, dass sie dagegen in den südlichen, jüngeren Zonen (Borel- und Tenelinzone) häufig sind und auch in grösseren Massen (Rondaduraquarzit!) auftreten. Es bleibt natürlich sehr fraglich, ob diesen Gesteinen im GM wirklich eine Bedeutung ähnlich der von Leitfossilien zukommt. Eine wichtige Bedingung würden sie allerdings erfüllen: Quarzite sind weitgehend zonenunempfindlich, ein Quarzit bleibt ein Quarzit, auch wenn er von epizonalen in katazonale Verhältnisse kommt.

Für Serie I wurde das Auftreten von granatreichen Kalksilikatfelseinschlüssen (primär Kalksandsteine) als leitend angenommen.

Wie jedoch aus den Angaben S. 87 hervorgeht, fehlen ähnliche, allerdings meist granatfreie Gesteine auch den Albitoligoklasgneisen nicht. Möglicherweise lässt sich die Serie II noch aufteilen, in eine Unterserie mit und eine solche ohne derartige Einschlüsse. Auf alle Fälle aber sollte den an sich unscheinbaren und leicht übersehbaren kleinen Einschlusskörpern in Paragesteinen weit mehr Aufmerksamkeit als bisher geschenkt werden, denn es ist sicherlich nicht ausgeschlossen, dass derartigen Gesteinen die Bedeutung eines stratigraphischen Charakteristikums einer bestimmten Schichtenfolge zukommen kann. Den gleichen Gedanken sprach auch HENTSCHEL (38) aus, indem er sogar erwartet, dass der Leitgesteinscharakter für das gesamte herzynisch-variszische Orogen Gültigkeit haben könnte.

Auf S. 130 seiner Arbeit gibt dieser Autor eine Zusammenstellung aller ihm bekannten Funde von gleichen oder ähnlichen Einschlusskörpern im herzynischen Orogen. Die nachfolgende Zusammenstellung ergänzt die Angaben HENTSCHEL's durch die Funde im schweizerischen Herzynikum.

*Funde von kleinen Kalksilikateinschlüssen in Paragneisen
aus dem herzynischen Orogen Europas*

1. Eulengebirge „Gneiskörper der Eule“ HENTSCHEL (38).
2. Niederösterreichisches Waldviertel, HENTSCHEL ((38) S. 131 nach BECKE und MARCHET).
3. Münchbergmasse, HENTSCHEL ((38) S. 131 nach SCHÜLLER).
4. Schwarzwaldmassiv, HENTSCHEL ((38) S. 131 nach EIGENFELD).
5. Seengebirge (Schweiz): Altkristallin des Sottoceneri, BÄCHLIN (3), SPICHER ((83) S. 27).
6. Silvrettakristallin (oberes Paznauntal), HENTSCHEL ((38) S. 131).
7. Gotthardmassiv (diese Arbeit).

B. DAS ALTKRISTALLIN DES WESTLICHEN TAVETSCHER ZWISCHENMASSIVS

Das von P. NIGGLI (57) als tektonische Einheit beschriebene und anfänglich Somvixer Zwischenmassiv benannte TZM schaltet sich östlich Andermatt zwischen AM und GM ein, und zwar setzt es in der Gegend des Pazzolabaches nach einer scharfen Umbiegung der permokarbonischen Schiefer der UGM sofort mit beinahe seiner ganzen Breite ein (AMBÜHL (1)). Es lässt sich auf eine Länge von 35 km (bei einer durchschnittlichen Breite von 2—2½ km und einer maximalen Breite von 5 km im Querschnitt des Somvixertals) mit Sicherheit bis in die Gegend von Schlans verfolgen, wo sich die Disentiser- und die Urseren-Garvera-Mulde einander stark nähern. Östlich Schlans sind die Verhältnisse noch nicht völlig abgeklärt; nach der Karte und dem Profil von F. WEBER (VII) scheint das TZM in der Gegend der Alp Quader den kristallinen Kern der Schlanser Verrucanophyllitdecke zu bilden, die zur Mürtischendecke gestellt wird.

Das TZM ist nur im Raume zwischen Disentis und Schlans sowohl vom nördlich angrenzenden AM wie auch vom südlich anschließenden GM eindeutig durch Mesozoikum führende Mulden getrennt. Westlich Disentis ist einzig noch die Abgrenzung vom GM einigermaßen klar, da die UGM, wenigstens mit ihren permokarbonischen Gesteinen, bis Andermatt und von da noch weiter bis ins Oberwallis durchzieht. Bedeutend weniger eindeutig sind westlich Disentis infolge des Aussetzens des mesozoischen Zuges Truns-Disentis die Grenzverhältnisse gegenüber dem AM. So gehen vor allem in der Beurteilung der Stellung des sogenannten Bugnei-Granodiorits die Ansichten auseinander: P. NIGGLI (61) hat in ihm einen granodioritischen Kern des TZM vermutet, während NIEDERER (55) den Granodiorit zum Aarmassiv rechnet. Die Frage der Abgrenzung des TZM vom AM wird erst in Abschnitt C behandelt werden; vorausgeschickt sei aber, dass die vorliegenden Untersuchungen für die Ansicht NIEDERER's sprechen, weshalb der Bugnei-Granodiorit nicht in diesem Abschnitt besprochen wird. Die Beschreibung der genaueren Kontaktverhältnisse des Altkristallins des TZM mit der UGM erfolgt erst in Teil 2 („Das nachgranitische Permokarbon und das Mesozoikum“).

Schon aus den Angaben von P. NIGGLI (57) und FRIEDLAENDER (26) ging hervor, dass wohl die Hauptmasse der altkristallinen Gesteine des TZM als Paragesteine gedeutet werden muss. So nennen diese Autoren als Hauptgesteine Serizitschiefer, Serizit-Muskowitschiefer

und Muskowitgneise. Als Einlagerungen waren vor allem Serpentin-Talkschiefer (umgewandelte Peridotite), dann aber auch Diorite (Medelerschlucht), Amphibolite und Quarzporphyre bekannt. Die vorliegenden Untersuchungen bestätigten durchaus den vorwiegenden Para-Charakter der Gesteine des TZM; mehr als $\frac{3}{4}$ des Anstehenden wird von Paragneisen und Paraschiefern aufgebaut. Orthogneise von granitischem Chemismus konnten nicht gefunden werden; dagegen sind Injektionsgneise nicht allzu selten. Von grosser Bedeutung sind stellenweise Pegmatitgänge. Wird der Bugnei-Granodiorit vom TZM abgetrennt, so besitzt dieses keinen sichtbaren granitischen Kern herzynischen Alters; dagegen scheinen die Peridotite, ein Teil der Pegmatite und die Quarzporphyre mit herzynischer Magmentätigkeit zusammenhängen.

Tab. VI. *Molekularwerte der Analysen von Gesteinen aus dem TZM*

Nummer in (60) oder (74)	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	h	co ₂
III, 16	131	22	45	22	11	.22	.52	2.0	25	4
III,125	195	26.5	46.5	20	7	.50	.48	2.6	46	15
III,126	153	31	39.5	21	8.5	.63	.44	2.4	54	18
III,132	271	31	32	16.5	21.5	.41	.40	2.6	32.5	28
III,133	286	35	23.5	30	11.5	.77	.51	.54	25.5	44.5
III,134	263	26.5	25.5	33	15	.79	.45	1.0	30.5	54.5
III,135	113	25.5	46.5	19	9	.51	.58	1.6	—	—
III,136	311	39	16.5	16.5	28	.52	.36	1.1	—	—
III,226	117	1	46.5	49.5	3	.39	.79	—	4.5	90 cr ₂ o ₃ .33
III,252	165	24	40.5	24.5	11	.69	.56	2.4	17	45
E ⁷⁾	288	36	33	8.5	22.5	.51	.43	2.7	18	2
III 16	Hornblendediorit					Medelerschlucht, nördl. Curaglia				
III 125	Biotit-Chlorit-Zoisitschiefer					Medelerschlucht, nördl. Curaglia				
III 126	Biotit Albitgneis					Medelerschlucht, nördl. Curaglia				
III 132	Serizit-Chloritschiefer					Surrhein				
III 133	Serizitschiefer, karbonatführend					Surrhein				
III 134	Serizitschiefer					Surrhein				
III 135	Amphibolit					Darvela, bei Truns, a. d. Bahnlinie				
III 136	Meso-Alkalifeldspatgneis					Darvela, bei Truns, a. d. Bahnlinie				
III 226	Fuchsitgestein					Puzastg				
III 252	Serizit-Karbonatschiefer, albitführend					Medelerschlucht				
E ⁷⁾	Muskowitgneis					Las Puzas, Oberalpstrasse				

Analysen ultrabasischer Gesteine des TZM: III 222—225 und III 227—234

Die bisher durchgeführten, eingehenderen petrographischen Arbeiten an Gesteinen des TZM handelten vor allem von ultrabasischen Einlagerungen (PARKER (71)) und ARN. HEIM (37)); sodann beschrieb FRIEDLAENDER (26) einige Gesteinstypen des Profils längs der Lukmanierstrasse, wobei die Vererzungserscheinungen besonders berücksichtigt wurden. In der Tab. VI sind die wenigen bisher ausgeführten chemischen Analysen altkristalliner Gesteine aus dem ge-

⁷⁾ Siehe diese Arbeit, S. 141.

samten TZM der Übersichtlichkeit halber zusammengestellt, da sie im „Chemismus schweizerischer Gesteine“ ((60) und (74)) mit denjenigen des GM vereinigt wurden und ihre Zugehörigkeit zum Zwischenmassiv nicht vermerkt ist. Die Molekularwerte sind in nachstehender Tabelle nur für die Gneise, Schiefer, Amphibolite und Diorite wiederholt. Die Analysen ultrabasischer Gesteine sind einzig durch Angabe der Nummer in (60) und (74) berücksichtigt, da auf diese Gesteinsgruppe im Folgenden nur kurz eingegangen werden kann.

Für die nähere Beschreibung gliedere ich die altkristallinen Gesteine des westlichen TZM in 7 Gruppen:

- a) Paragneise (inkl. hornfelsartige Gesteine)
- b) Paraschiefer (mit Quarziten)
- c) Injektions- und Mischgneise
- d) Amphibolite und Grünschiefer
- e) Ultrabasische Gesteine
- f) Quarzporphyre (inkl. felsitische, turmalinführende Typen)
- g) Pegmatitgänge und (z. T. erzführende) Quarzgänge.

Zur Abgrenzung der beiden ersten Gruppen voneinander sind einige Vorbemerkungen am Platze. „Schiefer“ wird hier nicht im Sinne der Gesteinstabellen von P. NIGGLI (67) verwendet, wo diese Bezeichnung für feldspatfreie oder wenigstens feldspatarme schiefrige Gesteine gebraucht wird. Die unter die Gruppe *Paraschiefer* fallenden Gesteinstypen besitzen manchmal noch beträchtlichen Feldspatgehalt. Sie unterscheiden sich jedoch von den Paragneisen durch folgende makroskopische Eigenschaften: sie besitzen dünn-schiefrige bis lentikulare Textur, zerfallen leicht unter dem Hammer und weisen häufig seidenglänzenden Serizit auf den Schichtflächen auf. Die zu den eigentlichen Paragneisen gezählten Gesteine dagegen brechen meist kompakt, auch wenn sie gute Paralleltextur besitzen. Die Dünnschliffuntersuchungen rechtfertigen durchaus die Zweiteilung nach dem äusseren Habitus. Die erste Gruppe (Paragneise) ist im wesentlichen voralpin geprägt, wie aus dem Auftreten von Meso-Mineralien zu schliessen ist, während die Paraschiefer durch das Auftreten von Epimineralien, vor allem Serizit, charakterisiert sind. Die recht seltenen Quarzite kommen nur mit den Paraschiefern vor.

Alle hier behandelten Gesteinstypen werden von mir zum Altkristallin gestellt, d.h. es wird angenommen, dass die Paragneise und Schiefer älter als die grossen oberkarbonischen Granit-

intrusionen der Zentralmassive sind. Gestützt wird diese Auffassung vor allem durch das reichliche Auftreten von Pegmatiten sowohl in den Paragneisen wie auch in den Paraschiefern. Das sedimentäre nachgranitische Permokarbon im Bereich aller schweizerischen Zentralmassive dagegen ist völlig pegmatitfrei (siehe Teil 2).

Der Gang der Besprechung wurde auch in diesem Abschnitte so gewählt, dass zuerst die Gesteinstypen als solche behandelt werden. In einem abschliessenden Kapitel wird sodann das Altkristallin des TZM als Ganzes charakterisiert werden.

I. Die Gesteinstypen; Physiographie und Genesis

a) DIE PARAGNEISE

(inkl. hornfelsartige Gesteine)

Vorkommen. Paragneise sind vor allem im zentralen und westlichen Teil des Untersuchungsgebietes die Hauptgesteine des TZM, während im Osten, im Querschnitt der Lukmanierstrasse, die Paraschiefer vorherrschen.

Makroskopisches Aussehen. Die Paragneise des TZM sind dem äusseren Habitus nach recht variabel. Die Gesteinsbeschaffenheit wechselt im Gelände im allgemeinen schon von Meter zu Meter; sodann sind Einschaltungen von Paraschiefern und alle Übergänge zu diesen weit verbreitet. Dazu kommt noch eine sehr starke Neigung zu intensiver, rostiger Verwitterung, die mit den zuerst genannten Eigenschaften zusammen das petrographische Studium dieser Gesteine nicht sehr erfreulich gestaltet. Ähnliche Gesteinsserien in andern kristallinen Regionen sind denn auch nur selten eingehender petrographisch bearbeitet und häufig zusammen mit den Paraschiefern in wenig bestimmter Art und Weise als „Casannaschiefer“ bezeichnet worden.

Gegenüber den hochkristallinen Paragneisen des GM fällt schon von blossen Auge die bedeutend geringere Ausprägung einer Paralleltextur auf; die Gesteine sind oft mehr hornfelsartig. Unter den Glimmermineralien nimmt nach makroskopischer Beurteilung grobblättriger Muskowit (d bis 5 mm!) den ersten Platz ein, während Biotit, der Glimmer der Gotthardparagneise, stark zurücktritt. Bei geringem oder fehlendem Glimmergehalt resultieren graue bis grau-grüne (oft auch schwach violette), hornfelsartige Gesteine, die keine Einzelmineralien mehr erkennen lassen und den Eindruck einer „geringen Kristallinität“ erwecken.

Bei reichlichem Glimmergehalt stellen sich die Glimmerblätter häufig nach allen Richtungen im Gestein ein, sodass eine äusserst

„wirre“ Textur entsteht. Mit zunehmendem Biotitgehalt scheint im allgemeinen eine bessere Ausprägung der Paralleltextur Hand in Hand zu gehen; die beste Glimmerregelung besitzen die allerdings recht seltenen reinen Biotitgneise.

Wie schon erwähnt, ist makroskopisch die intensive, oft sehr tief (bis 50 cm) gehende rostige Verwitterung auffällig. Eine grosse Hilfe waren daher für die vorliegenden Untersuchungen die neuen Aufschlüsse in unverwittertem Gestein, die durch den Umbau der Oberalpstrasse und die teilweise Verlegung des Tracés der Oberalpbahn geschaffen wurden.

Mikroskopische Physiographie. Mineralbestand: So gross dem makroskopischen Aussehen nach die Variabilität scheinen mag, so sehr engt sie sich, auf das mikroskopische Bild bezogen, ein. Aus den Untersuchungen der 80 Dünnschliffe von TZM-Paragneisen ergibt sich, dass nur 5 Mineralien, nämlich Quarz, saurer Plagioklas (Albit-Oligoklas), Muskowit, Chlorit und Biotit als HGT auftreten. Der starke Habituswechsel beruht im wesentlichen auf einer grossen Variabilität im quantitativen Auftreten der fünf genannten Mineralien, dann aber auch auf Verschiedenheiten in Korngrösse, Struktur und Textur. Doch sind die einzelnen Typen durch alle Übergänge miteinander verbunden: im Dünnschliff erhält man durchaus den Eindruck einer sowohl in primär-genetischer wie auch in metamorph-fazieller Beziehung näher zusammengehörigen Serie, die sich z. B. ganz wesentlich von den meisten Paragneisseriesen des GM unterscheidet. In der folgenden Tabelle sind aus der gesamten Mannigfaltigkeit die quantitativen Mineralbestände (Vol.-%) einiger Haupttypen herausgegriffen worden, die durch alle Übergänge miteinander verbunden sind.

	Muskowit	Chlorit	Biotit	Plagioklas	Quarz	NGT
Muskowitgneis	30 %	—	—	30 %	35 %	5 %
Chlorit-Muskowitgneis	20 %	10 %	—	30 %	35 %	5 %
Chlorit-Biotit-Muskowitgneis	20 %	7½ %	7½ %	25 %	35 %	5 %
Chlorit-Biotitgneis	—	10 %	15 %	35 %	35 %	5 %
Biotitgneis	—	—	25 %	40 %	30 %	5 %
hornfelsartiger, plagioklasreicher Chloritgneis	—	15 %	—	62 %	20 %	3 %
hornfelsartiger, plagioklasreicher Biotit-Chloritgneis	—	20 %	—	55 %	20 %	5 %

Gesamtvariation der einzelnen Mineralkomponenten:

saurer Plagioklas (Albit bis Oligoklas)	20—80 %
Quarz	10—45 %
Biotit	0—30 %
Muskowit	0—40 %
Chlorit	0—25 %

Auffällig ist, dass die dicht erscheinenden, hornfelsartigen Gesteine meist sehr reich an Plagioklas sind, was makroskopisch keineswegs vermutet wird. Mengenmässig überwiegen jedoch innerhalb des Untersuchungsgebiets Muskowit- und Chloritgneise; Biotitgneise treten stark zurück.

Mikroskopische Beschreibung der einzelnen Mineralien

Als einziger Feldspat tritt stets ein saurer Plagioklas auf. Er ist durchwegs stark serizitisiert; die meist noch erkennbare Verzwillingung nach dem Albitgesetz zeigt, dass überall ursprünglich Plagioklase und nirgends Na-Kaliumfeldspäte vorlagen, was prinzipiell bei der Art der Füllung (in den meisten Fällen ausschliesslich Serizit) möglich wäre. Es treten zwar im TZM auch Gneise mit Na-Kaliumfeldspäten (Mischgneise) auf, in denen jedoch die Mikroklinperthite nie Serizitisierungen zeigen. Eigenartig ist das Vorkommen von Chlorit und Biotit als Füllungsmineralien in den Plagioklasen, wobei die Chloritblätter oft in ihrer Anordnung die Zwillingslamellen des Feldspats abbilden. Zoisit als Umwandlungsprodukt der Plagioklase ist recht selten und kann vor allem noch in biotitreicheren Gneisen gefunden werden; am zoisitreichsten und wohl primär am anorthitreichsten sind die Plagioklase der nur sporadisch auftretenden reinen Biotitgneise. Als weiteres Ca-Mineral kann hier und da Calcit wichtig werden. Da, wo trotz der starken Durchsetzung mit Füllungsmineralien die heute vorliegende Plagioklassubstanz noch näher bestimmt werden konnte, ergaben die Drehtischuntersuchungen fast immer Albit mit 0–10 % An-Gehalt. In einzelnen Dünnschliffen (so z. B. auch im zur Analyse E gehörigen Schliff 1588) konnten innerhalb der serizitisierten Plagioklaskörner unzersetzte, meist zentral gelegene Partien beobachtet werden, die einen An-Gehalt von 18–28 % besitzen, während die Plagioklassubstanz der serizitisierten Partien des gleichen Kornes auch hier durchwegs Albit mit 3–10 % An ist. Auffällig ist, dass auch in diesen Fällen nur „Serizit“ als Füllungsmineral auftritt und im Dünnschliff kein Ca-Mineral in bedeutenderen Mengen gefunden werden kann. Es stellt sich hier die Frage, ob unter den stark doppelbrechenden, allgemein als „Serizit“ diagnostizierten Schüppchen nicht auch Ca- und Na-haltige Schichtsilikate vorkommen. Wird eine primäre Zonarstruktur des Plagioklases angenommen, so bleibt merkwürdig, warum die ursprünglich saureren Partien stärker zersetzt sind als die frisch gebliebenen basischeren. — In Einschlussform sind in den Plagioklasen rundliche bis tropfenförmige Quarze weit verbreitet. Offen bleibt, ob die zweidimensional als Einschlüsse erscheinenden Quarze dies auch in räumlicher, dreidimensionaler Beziehung sind. In alpin-metamorph stärker beeinflussten Gesteinen kann neugebildeter unzersetzter Albit, teils als Rand um zersetzte Plagioklase, teils zusammen mit Quarz und Chlorit in kleingranoblastischen Geweben beobachtet werden.

Die xenomorphen Quarzkörner besitzen sehr häufig undulöse Auslöschung; in einem Schliff konnte auch die Böhm'sche Streifung beobachtet werden. In manchen Fällen tritt Quarz in ein und demselben Dünnschliff in zwei Korngrössengruppen auf, die vermutlich in genetischer Hinsicht zwei verschiedenen Generationen angehören: neben grossen Kristallen ($d = 0,1$ bis

0,6 mm) findet man Quarz in feinkörnigen, granoblastischen Geweben zusammen mit feinschuppigem Chlorit ($d = 0,01-0,03$ mm).

Der grobblättrige (d bis 6 mm) Muskowit ($2V = 40-46^\circ$, n_γ um 1,59) ist reich an Einschlüssen. Neben runden Quarzen und Zirkonkörnchen können in grosser Zahl kleine, bei schwacher Vergrößerung opak erscheinende Einschlüsse gefunden werden. Bei Anwendung stärkerer Vergrößerung erweist sich nur ein kleinerer Teil als wirklich opak, zahlreicher sind Flüssigkeitseinschlüsse, z. T. mit oszillierenden Gasbläschen. Parallelverwachsungen mit Chlorit und Biotit sind ausserordentlich häufig, wobei recht komplizierte Lamellensysteme mit vielfachem Wechsel von Chlorit-Muskowit-Biotit entstehen können.

Der Pleochroismus des dunklen Glimmers geht im allgemeinen von hellgelb zu dunkelbraun, stellenweise auch zu prächtig rotbraun, ähnlich wie in manchen hochmetamorphen Biotitgneisen des GM. Seltener sind Varietäten mit deutlicher Tendenz zu grünen Farbtönen; sie können in einzelnen Biotit-Chloritgneisen gefunden werden. Sagenitentmischung tritt nur sporadisch auf; häufiger dagegen sind randliche Kränze und innen gelegene Einschlüsse von kleinsten, höchlichtbrechenden Körnern, die infolge ihrer Kleinheit (unter 0,01 mm) nicht leicht zu diagnostizieren sind. Z. T. liegt sicher Titanit vor, manchmal kann aber auch Zoisit oder Klinozoisit-Epidot nicht von der Diagnose ausgeschlossen werden.

Weit verbreitet und typisch für die Paragneise des TZM ist das Auftreten von Chlorit. In der grossen Mehrzahl der Fälle liegt ein im Dünnschliff hellgrüner Pennin vor, der hauptsächlich in zwei Varietäten vorkommt. Eine erste besitzt in Dünnschliffen normaler Dicke tintenblaue bis blauviolette I. F. und hat n'_γ in Längsrichtung der Blättchen, während eine zweite Varietät durch braune bis braunviolette I. F. und positiven Charakter der Doppelbrechung (n'_a in Längsrichtung der Blättchen) charakterisiert ist. Meist ist im Bereich eines Dünnschliffs nur eine Varietät vorhanden, doch kommen auch beide zusammen vor. In hornfelsartigen Gesteinstypen kann manchmal ein mehr dem Klinohlor nahestehender Chlorit (mit grauen I. F.) beobachtet werden. Ein Teil des Chlorits ist unstreitig aus primärem Biotit hervorgegangen. Die Umwandlungserscheinungen können stellenweise in den verschiedensten Stadien beobachtet werden, wobei als Zwischenprodukte der Farbe nach chloritartige, d. h. stark gebleichte Lamellen mit noch hoher Doppelbrechung auftreten. Der aus Biotit hervorgegangene Chlorit ist im allgemeinen durch reichliche Einschlüsse von Titanit und auch von Erz charakterisiert. In manchen Gneisen und hornfelsartigen Gesteinen deutet nun aber die Art des Auftretens der Phyllosilikate weit eher auf die gleichzeitige Entstehung von Chlorit, Biotit und Muskowit hin. In solchen Fällen sind die bis 1 mm grossen Chloritblätter frei von Titaniteinschlüssen und oft mit Muskowit und Biotit in Parallelverwachsung anzutreffen, wobei die Chloritlamellen gegen Biotit ganz scharf abgegrenzt sind und keineswegs den Eindruck eines Umwandlungsproduktes des dunklen Glimmers erwecken. Die in diesem Sinne sekundären und primären Chlorite lassen optisch keine Unterschiede erkennen; die zwei oben erwähnten Chlorit-Varietäten sind bei beiderlei Entstehung anzutreffen. Neben den relativ grobblättrigen (0,1–0,6 mm) Chloritindividuen kann in stärker alpin-metamorph überprägten Gesteinen noch das Auftreten von feinschuppigem Chlorit, zusammen mit Quarz, in klein-granoblastischen Geweben kon-

statiert werden. Der Chlorit der hornfelsartigen Gesteine ist meist farblos oder nur ganz schwach grünlich gefärbt. Es hat dies zur Folge, dass die chlorit-plagioklasreichen Hornfelse häufig makroskopisch keineswegs grünlich sind, sondern weit eher den Aspekt eines Quarzites besitzen.

Die Zahl und Variabilität der NGT ist bedeutend grösser als diejenige der HGT. Besonders typisch für die Paragneise des TZM ist das oft schon makroskopisch erkennbare Auftreten von grösseren Turmalinen (bis 8 mm lang). U. d. M. herrschen in den grösseren Individuen oranggelbe Farbtöne vor, bei oft nur geringem Pleochroismus. Manchmal kann Zonarstruktur (oranggelber Kern, blaugrauer Rand) beobachtet werden.

Auffällig ist weiterhin das reichliche Auftreten von Orthit und orthitartigem Klinozoisit-Epidot. Stark gelblich-braunrot pleochroitische Orthite sind häufig; dann lässt wohl auch die schwache Braunfärbung mancher Klinozoisit-Epidotkörner auf Beimengung seltener Erden schliessen (Übergangsglieder Epidot-Orthit). Teilweise ist Orthit als Kern im Epidot vorhanden, ebenso häufig ist aber auch um einen farblosen Kern ein brauner Rand zu beobachten. Die Feststellung einer z. T. reichlichen Orthitführung der TZM-Gneise ist im Hinblick auf das Auftreten von Monazit in Klüften dieser Gesteine von besonderem Interesse. Ziemlich selten kann kleinkörniger Granat (manchmal mit Quarzeinschlüssen) gefunden werden. Er ist meist biotitisiert und chloritisiert. Zirkon ist immer und zwar oft reichlich vorhanden. Neben sicher als Zirkon diagnostizierten Körnern konnten auch solche gefunden werden, die zwar zirkonähnlich sind, aber eine etwas andere Ausbildung besitzen. Mineralkörner dieser Art sind schlecht kristallographisch umgrenzt und oft von einem kleinkörnigen Rand offenbar derselben Kristallart umgeben. Von der normalen Ausbildung des Zirkons abweichend ist weiter die sehr deutliche prismatische Spaltbarkeit; die Doppelbrechung entspricht ungefähr der des Zirkons, ist aber stellenweise etwas grösser. Die Axenbilder lassen auf ein einaxig positives Mineral schliessen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in diesen Mineralkörnern Xenotim vorliegt. — Erze sind immer reichlich vorhanden, meist in feiner Verteilung. Der Erzgehalt ist im allgemeinen grösser als in den Biotitgneisen des GM. Eine nähere Untersuchung (Erzanschliffe; Untersuchung der „Schwerermineralien“ des pulverisierten Gesteins) der Erzminerale ergab überraschenderweise als wichtigstes Erz Magnetkies. Das nächst wichtige ist Ilmenit, der fast immer einen ausgeprägten Leukoxenrand besitzt. In vielen Fällen wurden in ein und demselben Schliff Magnetkies und Ilmenit konstatiert. Magnetit konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden; dagegen ist Pyrit in hornfelsartigen Typen nicht selten. In einigen Dünnschliffen waren Pyrit und Magnetkies randlich hämatitisiert. Die eingangs erwähnte starke Neigung der Paragneise zu rostiger Verwitterung dürfte auf zwei Faktoren zurückzuführen sein: einmal auf die oft sehr feine Verteilung des Erzes, dann auf das Vorkommen von Magnetkies, der im allgemeinen der Verwitterung einen bedeutend geringeren Widerstand entgegengesetzt als es z. B. die Eisenoxyde tun. Weitere NGT sind Karbonat (z. T. in grösseren Mengen), Apatit, Titanit (z. T. reichlich) und limonitisierter eigengestaltiger (Rhomboeder!) Siderit. Der letztere wird besonders in alpin stärker überarbeiteten Typen angetroffen.

In einem einzigen Dünnschliff, der von einem muskovitfreien Biotitgneis stammt, erschien in wenigen Körnern grüne Mesohornblende.

Struktur: Xeno-granoblastisch, in Bezug auf Glimmer und Chlorit idio-lepidoblastisch. In Chlorit-Muskowitgneisen bildet der Plagioklas öfters ein zusammenhängendes Netz, in dessen Maschen xenomorphe Quarze sitzen.

Textur: Die Paralleltexur ist wenig ausgeprägt, am wenigsten in muskowitreichen Gneisen, in denen die Glimmer oft fast gänzlich ungeregelt erscheinen. Besser geregelt sind die biotitreichen Gneise. Fast völlig mas-sige Textur besitzen die hornfelsartigen Typen.

Korngrößen:

Quarz, Plagioklas	d = 0,08 — 0,7 mm (meist um 0,3 — 0,4 mm)
in hornfelsartigen Typen auch	d = 0,04 — 0,2 mm
Muskowit	bis 5 mm im Basisschnitt und 0,6 mm dick
Biotit und Chlorit	bis 3 mm im Basisschnitt

Seltenere Abarten der Paragneise. *Graphitgneis.* Während der Neulegung der Wasserleitung des Weilers Mompé Medel wurde in den dadurch geschaffenen Aufschlüssen ein Vorkommen von schiefrigem Graphitgneis freigelegt (Koord. 707,44/171,28). Das Gestein (ca. 1 m breit) tritt in engem Verband mit gewöhnlichen, z. T. hornfelsartigen Chloritgneisen auf. Das Dünnschliffbild entspricht weitgehend einem gewöhnlichen Muskowit-Plagioklasgneis, mit dem einzigen Unterschied, dass als weiterer HGT noch reichlich Graphit auftritt, der die schwarze Färbung des Gesteins bedingt.

Turmalingneis. Die schon erwähnte Turmalinführung vieler Paragneise des TZM kann in seltenen Fällen zu eigentlichen Turmalingneisen, mit Turmalin als HGT, führen. Ein solches Gestein steht z. B. in einem kleinen Steinbruch etwas oberhalb der Oberalpbahn, bei Koord. 694,87/167,815, in der Nähe eines grösseren Pegmatits, an. Die Mächtigkeit ist sehr gering und beträgt nur wenige dm. Es handelt sich um einen Turmalin-Chlorit-Plagioklasgneis mit ca. 45 % Plagioklas (sauer, serizitisiert), 20 % Chlorit, 20 % Turmalin und 15 % Quarz. Die makroskopisch gut erkennbaren, bis 1 cm langen, schwarzen idiomorphen Turmaline sind u. d. M. orangegelb, mit blaugrauem Rand.

Chemisch-genetische Verhältnisse. Von einem typischen Biotit-Chlorit-Muskowitgneis wurde durch Herrn Prof. Dr. J. JAKOB eine Analyse durchgeführt, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Das frische, unverwitterte Gestein stammte von einem durch den Umbau der Oberalppasstrasse neugeschaffenen Aufschluss, ungefähr bei km 73,35 der Passtrasse (Koord. des Fundpunktes: 694,785/167,785). Zum gleichen Gestein (Dünnschliffe 1588 und 1588b) gehört auch die Dünnschliffphotographie Fig. 4 der Tafel I, die die ungeregelte, wirre Anordnung der grossen

Muskowitblätter gut zur Darstellung bringt. Der serizitisierte Plagioklas enthält die S. 137 erwähnten, unzersetzten Oligoklaskerne (18—25 % An-Gehalt). Der penninartige Chlorit dürfte zum Teil primärer, zum Teil sekundärer Herkunft sein. Das Mengenverhältnis Biotit-Chlorit schwankt in den beiden vom gleichen Handstück hergestellten Schliffen in weiten Grenzen: das einmal überwiegt Biotit, das anderemal Chlorit. Im Hinblick auf die relativ grobkörnige Struktur (grosse Muskowitblätter!) wurde der angegebene Modus durch Mittelung der Integrationstisch-Vermessungen beider Schliffe berechnet. NGT sind Granat, Apatit, Zirkon. Calcit, Ilmenit mit Leukoxenrand, Magnetkies. Einzelne kleine, hochlichtbrechende Körner können Titanit oder Zoisit-Klinozoisit sein.

Tab. VII.

Analyse E

Gewichts %		Basis ^{a)}		Modus						
SiO ₂	66,95	Kp	15,5	} L = 34,7	Quarz 35 Vol. %					
TiO ₂	0,84	Ne	14,7		Plagioklas 23 „ „					
Al ₂ O ₃	14,17	Cal	4,5		Muskowit 23 „ „					
Fe ₂ O ₃	1,30	Sp	4,4	} M' = 13,2	Biotit und } 15 „ „					
FeO	4,02	Fo	2,5		Chlorit					
MnO	0,06	Fa	4,9		NGT 4 „ „					
MgO	2,20	Fs	1,4	} Akzess. 1,2						
CaO	1,80	Ru	0,6							
Na ₂ O	2,63	Cp	0,6							
K ₂ O	4,24									
+H ₂ O	1,27	Q	50,9							
-H ₂ O	0,00	τ	0,13							
P ₂ O ₅	0,26	γ	0,0							
CO ₂	0,36	α	+9,5							
100,10		w	0,22							
Analytiker: J. JAKOB.										
Molekularwerte	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	co ₂
	288	36	33	8 ¹ / ₂	22 ¹ / ₂	0,51	0,43	2,7	0,5	2

Das Ursprungsmaterial der Paragneise. Schon die Feldbeobachtungen liessen an der Para-Natur dieser Gneisserien kaum einen Zweifel. Vor allem sei an den starken Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit (im quantitativen Mineralbestand und in der Struktur) von m zu m, ja oft von dm zu dm, erinnert. Die mitgeteilte Analyse bestätigt durchaus die Annahme sedimentogener Entstehung. Bei nicht sehr hohem si (288) besitzt das Gestein einen Tonerdeüberschuss von 5 Einheiten, wie der hohe Muskowitgehalt von vorneherein erwarten liess. Die k-Zahl ist recht hoch (0,51) und steht in bester Übereinstimmung mit dem relativ hohen k von Tonschiefern. Die einzigen Magmentypen, die eine gewisse Ähnlichkeit

^{a)} Ohne Bildung von CaCO₃(Cc) berechnet.

im Chemismus besitzen, sind die tasnagranitischen und moyitischen Magmen, doch sind die deutlichen Unterschiede unverkennbar. Die alk-Zahl von $22\frac{1}{2}$ Einheiten scheint für ein Paragestein recht hoch zu sein, doch sei auch hier daran erinnert, dass vermutlich kaum reine Tone, sondern vielmehr sandig-tonige Schiefer (z. T. auch mit Feldspat als klastischen Komponenten) vorgelegen haben dürften. Die chemische Übereinstimmung des analysierten Gesteins mit den Paragneisen des GM ist eine weitgehende, wie die Tab. VIII zeigt, welche die Molekularwerte des Muskowit-Paragneises aus dem TZM mit denjenigen eines typischen gotthardmassivischen Paragneises (Guspisgneis) vergleicht.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Analyse E	288	36	33	$8\frac{1}{2}$	$22\frac{1}{2}$	0,51	0,43
III,86 (60)	290	$39\frac{1}{2}$	$30\frac{1}{2}$	11	19	0,41	0,40

Ein besonderes Problem stellt das Auftreten der hornfelsartigen, glimmerarmen bis glimmerfreien und häufig sehr plagioklasreichen Gesteine dar. Wenn keine Stoffzufuhr (Alkalien!) magmatischer Herkunft (für die keine physiographischen oder feldpetrographischen Belege beizubringen sind) angenommen wird, kann das Ursprungsmaterial wohl einzig den Habitus einer feldspatreichen (vor allem saurer Plagioklas) Arkose aufgewiesen haben. Dass solche Gesteine tatsächlich vorkommen können, haben nun interessanterweise gerade die Untersuchungen des in Teil 2 zu behandelnden nachgranitischen Permokarbons gezeigt, in welchem sehr plagioklasreiche, feinkörnige Arkosen mit eindeutiger, noch weitgehend unveränderter psammitischer Struktur auftreten. Ferner sei an die „Plagioklasgneise“ im Verrucano der helvetischen Decken erinnert.

Die Strukturbilder aller Typen wurden im physiographischen Teil als granoblastisch beschrieben. Die Dünnschliffbeobachtungen sprechen unbedingt dafür, dass der gesamte Mineralbestand metamorph umkristallisiert ist und keine sedimentär-reliktischen Mineralien mehr auftreten. Es könnte höchstens daran gedacht werden, dass in den Korngrößen und Kornverteilungen der verschiedenen Typen noch reliktische Elemente (Abbildungsstrukturen und -texturen!) zur Geltung kommen, doch wurde auch hier, wie in den Paragneisen des GM, die Bezeichnung blastopsammitisch mit Absicht vermieden.

Die Metamorphose der Paragneise. Aus dem Auftreten von Meso-Mineralien (grobblättriger Muskowit und Biotit) kann geschlossen werden, dass die metamorphe Prägung nicht zur Hauptsache durch die alpine Dislokationsmetamorphose geschaffen worden sein kann, da in den nur alpin-metamorphen, mesozoischen

und permokarbonischen Gesteinen am Nordrand des GM nie mesozonaler grobblättriger Glimmer vorkommt. Es handelt sich demnach um Gneise, deren Mineralbestand, Struktur und Textur, wie sie heute vorliegen, zu einem grossen Teil durch voralpine, vermutlich herzynische, gesteinsumwandelnde Prozesse geprägt worden sind. Schon aus dem physiographischen Teil geht aber hervor, dass die Gesteine polymetamorph sind, und zwar war der Einfluss der alpinen Metamorphose im allgemeinen etwas stärker als in den ebenfalls polymetamorphen Gneisen des zentralen GM. Die Plagioklase der Paragneise des TZM sind durchwegs stark zersetzt, Quarz löscht fast immer undulös aus, neugebildete granoblastische Quarz-Chloritgewebe treten häufig auf und der Biotit besitzt meist starke Chloritisierungserscheinungen. Dazu kommt noch die häufige Wechsellagerung mit Paraschiefern, die zu einem Teil (siehe S. 151) diaphthoritischer Natur sind. — Es gilt nun, den vermutlichen voralpinen Mineralbestand, der den Habitus der Gesteine am Ende der herzynischen Gebirgsbildung bestimmte, festzulegen.

Es konnte gezeigt werden (S. 138), dass für einen Teil des Chlorits syngenetische Bildung zusammen mit grobblättrigem Muskowit und Biotit wahrscheinlich ist. Damit könnte aber wenigstens ein Teil des Chlorits von voralpinem Alter sein, und die Gneise hätten schon am Ende der herzynischen Gebirgsbildung als Chlorit-Biotit-Muskowitgneise, Chlorit-Biotitgneise, und hornfelsartige Chloritgneise vorgelegen. Ein Vergleich dieser Befunde mit denjenigen der Gneise des GM ergibt nun folgendes: Chlorit ist im GM fast durchwegs alpine Neubildung, als femisches Phyllosilikat kommt ausschliesslich Biotit vor. Muskowit überwiegt sehr selten Biotit, während im TZM sehr häufig das Gegenteil der Fall ist. Katakmineralien, wie sie im GM wenigstens sporadisch gefunden werden können, treten im TZM nicht auf. Die Unterschiede beschränken sich jedoch nicht auf den Mineralbestand allein, auch in der Textur sind unverkennbare Unterschiede zu konstatieren. So besitzen die Gneise des GM ausgeprägte Paralleltexur, während die TZM-Gneise mehr hornfelsartig und häufig ohne deutliche Paralleltexur sind. Aus allen diesen Befunden kann gefolgert werden, dass der ziemlich auffallende Habitusunterschied der Gneisserien des TZM und des GM wohl zu einem grossen Teil auf Verschiedenheiten in der voralpin-metamorphen Prägung und nicht etwa in erster Linie auf primären chemischen oder andern Unterschieden beruht.

Es soll dies nun noch an einem Beispiel näher auseinandergesetzt werden, und zwar soll dazu Analyse E benutzt werden. Neben dem Auftreten von

Chlorit ist im TZM besonders noch der oft in grossen Mengen erscheinende Muskowit typisch. Man kann sich nun fragen, ob diese Vorherrschaft des Muskowits über Biotit, die im Gegensatz zu den Befunden in den Paragneisen des GM steht, in chemischen Verschiedenheiten begründet ist. Zur Abklärung dieser Frage wurde ein $al-(alk + c)$ zu fm -Diagramm benutzt (Fig. 10) und zwar darum, weil in einem solchen Diagramm die Unterschiede im Chemismus von Muskowit und Biotit am deutlichsten in Erscheinung treten. Der Idealmuskowit ist frei von fm und hat einen Tonerdeüberschuss von über 70. Man würde daher erwarten, dass der Analysenort eines muskowitreichen Gneises näher zum Punkt des Idealmuskowits fallen würde als derjenige eines biotitreichen Gneises.

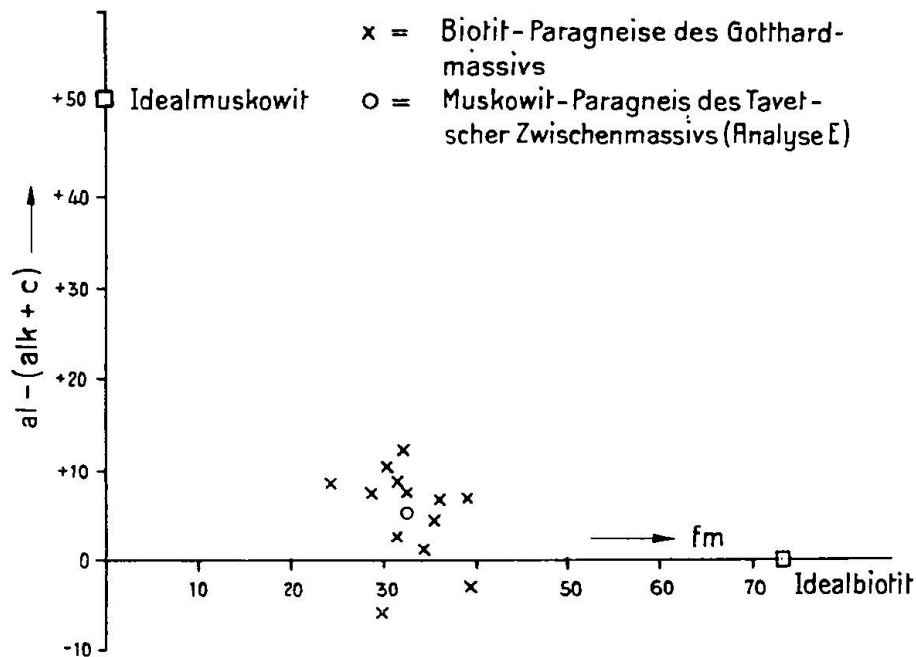


Fig. 10. Vergleich des Muskowit-Paragneises des TZM mit Paragneisen des GM im $al-(alk + c)$: fm -Diagramm

Aus Fig. 10 geht hervor, dass dies für Analyse E keineswegs der Fall ist. Der Analysenort des Muskowitgneises des TZM liegt mitten im Feld der Analysenpunkte der Biotit-Paragneise des GM.

Zur weiteren Diskussion soll die Äquivalentnormberechnungsweise nach P. NIGGLI (63) benutzt werden.

Bei der Berechnung der Analysen der Biotitgneise des GM hat sich gezeigt (H. M. HUBER (41)), dass eine recht gute Übereinstimmung von Norm und Modus erzielt werden kann, wenn die Biotit-Variante der Mesonorm verwendet wird. Bei dieser wird zuerst — soweit als möglich — mit Kp , Fo , Fa und Sp Mg - und Fe -Biotit und erst dann, nach Massgabe des noch vorhandenen Kp und des aus Sp freigewordenen Al Muskowit gebildet. Im allgemeinen erhält man auf diese Weise für die Paragneise des GM noch zu wenig Biotit und zu viel Muskowit, d. h. im Biotit dürfte in grösserem Masse ein Ersatz von $Si-Mg$ durch $Al-Al$ gegenüber der tonerdeüberschuss-freien Idealzusammensetzung vorliegen, wie er für Meso-Biotite im allgemeinen durchaus typisch

ist. Ferner müssen für die Glimmer häufig stark Na-haltige Zusammensetzungen angenommen werden.

Zu Vergleichszwecken wurde weiterhin die biotitfreie Epinorm (nach dem auf S. 238 dargestellten Verfahren) berechnet, in der soweit möglich zuerst Muskowit gebildet wird und das vorhandene Fo, Fa und Sp teils zusammen mit Ca zur Bildung von Grammatit und teilweise zur Bildung von Chlorit-Serpentin verwendet wird. Aus einem noch anzugebenden Grunde wurde auch eine Phengitvariante berechnet, wobei ein Phengit (Ph) mit der idealen Zusammensetzung $7\text{SiO}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ gewählt wurde.

Tab. VIII.

Epinorm, Phengitvariante und Biotitvariante der Mesonorm von Analyse E.

Epinorm		Phengitvariante		Biotitvariante der Mesonorm		Modus Vol.-%	
Cp	0,6	Cp	0,6	Mg-Bt	8,4	Bt' = 17,9	Quarz 35
Ru	0,6	Ru	0,6	Fe-Bt	7,5		Plagioklas ⁹⁾ 23
Cc	0,45	Cc	0,45	Mt	1,4		Muskowit 23
Hm	1,0	Hm	1,0	Ru	0,6		Chlorit + } 15
Ab	24,5	Ab	24,5	Ms	10,2		Biotit }
Ms	21,2	Ph	36,2	Or	1,2		NGT 4
Or	6,4	Zo	2,3	Ab	24,5		
Gramm	6,75	Gramm	1,6	An	7,5		
Ant	1,4	Aktin	0,65	Cp	0,6		
Fe-Ant	5,4	Fe-Ant	5,05	Qz	38,1		
Qz	31,7	Qz	27,05				
	100,0		100,0		100,0		

Bei Vergleichen des Modus mit berechneten Mineralbeständen darf hier allerdings nicht vergessen werden, dass der Bestimmung des modalen Mineralbestandes zufolge der relativ grobkörnigen und unregelmässigen Struktur keine allzugrosse Genauigkeit zugeschrieben werden darf; immerhin steht sicher fest, dass mehr Muskowit als Biotit + Chlorit vorhanden ist.

Aus der Biotitvariante der Meso-Norm folgt, dass als heteromorpher Mineralbestand durchaus ein solcher mit Biotit als vorherrschendem Glimmer möglich wäre, wie er im GM die Regel ist. Mit der Epinorm und der Phengitvariante kann nicht direkt verglichen werden, da Biotit auftritt und der Plagioklas z. T. noch bis 25 % An enthalten kann (unzersetzte Oligoklas-kerne!). Der hier sowohl von normalen Meso- wie von normalen Epimineralverhältnissen abweichende Mineralbestand kann auf keine Art und Weise bei Anwendung der üblichen idealisierten Zusammensetzung der Phyllosilikate in gute Übereinstimmung mit einer Normberechnung gebracht werden. Es kann dieser Befund nur dadurch seine Erklärung finden, dass die Schichtsilikate hier z. T. von der idealisierten Zusammensetzung stark abweichende Verhältnisse besitzen.

Es wurde nun der Versuch unternommen, ob über diese vermutlichen Abweichungen mit Hilfe der „Analysenrestmethode“ (DIEHL (20), WANG (99)) etwas Näheres ausgesagt werden kann. Zu diesem Zwecke wurde von einem

⁹⁾ serizitisiert, manchmal mit Kernen von unzersetztem Oligoklas (An 18–25 %).

Analysenrest ausgegangen, der von der Basis nach Bildung von Cp, Cc und eines Plagioklases aus dem gesamten vorhandenen Ne und Cal, zuzüglich $\frac{1}{10}$ Kp, übrig bleibt. Er hat den Stoff für Muskowit, Chlorit, Biotit und Quarz zu liefern. Von Basismolekülen bleiben im so erhaltenen Rest Ru, Sp, Fo, Fa, Fs, der grösste Teil von Kp und ein Teil von Q zurück, alles Bestandteile, welche für die hier interessierenden Phyllosilikate, nebst restierendem Quarz, notwendig sind. Das atomare Verhältnis der drei Metallatombegruppen Al, K, (Mg + Fe⁺⁺ + Fe⁺⁺⁺ + Ti) lautet, auf 100 umgerechnet, für diesen Restbestand:

Al	40,8	Atom-%
Mg, Ti, Fe ⁺⁺ , Fe ⁺⁺⁺	35,9	„
K	23,3	„

In Fig. 11 sind die Verhältnisse graphisch dargestellt. Punkt A entspricht der obigen Zusammensetzung und liegt, wie zu erwarten war, dem Projektionspunkt des Ideal-Mg-Biotits näher als demjenigen des Idealmuskowits, d. h., dass eben bei Verwendung dieser idealisierten Normgrössen ein normativer Mineralbestand mit vorwiegend Biotit resultiert. Es sind nun theoretisch zwei Möglichkeiten vorhanden, um im Analysenrest ein ähnliches Verhältnis Muskowit zu Chlorit und Biotit, wie es im Modus tatsächlich vorliegt, zu erhalten. Einmal kann der Analysenrest selbst verändert werden, indem vorerst noch andere Mineralarten gebildet werden, oder, als zweite Möglichkeit, es lassen sich die angenommenen Zusammensetzungen der Phyllosilikate verändern. Der erste Weg könnte z. B. darin bestehen, dass vorerst noch Erz gebildet wird, das dadurch dem für die Phyllosilikate zur Verfügung stehenden Analysenrest entzogen wird. In diesem Fall würde sich der Projektionspunkt A in Richtung des Pfeiles 1 verschieben. Ferner lässt sich Cal aus dem Plagioklas entfernen (Zoisit oder Calcitbildung), wodurch Al frei wird und zum Analysenrest zu schlagen ist. Wird das gesamte Cal zu Ca und Al abgebaut, so hat der Analysenrest die Lage des Punktes B. Bei Titanitbildung schliesslich folgt die Veränderung einer Bahn, die zwischen den Pfeilen 1 und 2 liegt. Alle diese Prozesse bringen nun tatsächlich den Projektionspunkt des Analysenrestes dem Ort des Idealmuskowits etwas näher, doch geht aus den Dünnschliffbeschreibungen hervor, dass jede dieser drei Möglichkeiten nur in so kleinem Masstab verwirklicht ist, dass durch sie eine wesentliche und genügende Verschiebung des Projektionspunktes des Analysenrestes nicht bewirkt wurde.

Es verbleibt nun noch der zweite Weg, nämlich, die Zusammensetzungen des Muskowites, Biotites und Chlorites etwas zu variieren. Die in metamorphen Gesteinen, vor allem Gneisen, feststellbaren Abweichungen der chemischen Zusammensetzungen der Biotite vom Idealtypus gehen jedoch meist in der Richtung, dass Si-Mg durch Al-Al ersetzt wird. In unserem Fall kommt dann aber das Feld der Biotit-Projektionspunkte noch näher zum Analysenrest A, d. h. es tritt gerade das Gegenteil dessen auf, was eigentlich gewünscht wird. Die Chloritzusammensetzung ist nach den optischen Befunden nur wenig von der eines Idealpennins verschieden. Stark variabel kann der Chemismus der hellen Glimmer sein; besonders ausgeprägt ist oft, besonders bei tieftemperierter Entstehung, eine phengitische Tendenz, das heisst ein Ersatz von Al-Al durch Si-Mg und ein stärkerer Mg-Fe-Anteil als Ganzes. Der Projektionspunkt „Phengit“ (Ph) der Fig. 11 entspricht dem sogenannten

Idealphengit von der Zusammensetzung $7\text{SiO}_2 \cdot 2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO} \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Der Projektionspunkt des Analysenrestes A fällt nun tatsächlich in das Dreieck Phengit-Idealbiotit-Pennin, das heisst, er kann durch diese drei Komponenten vollständig dargestellt werden. Mengenmässig würde dabei der helle Glimmer überwiegen (der Punkt A ist dem Eckpunkt Phengit am nächsten), wie es dem beobachteten Mineralbestand entspricht.

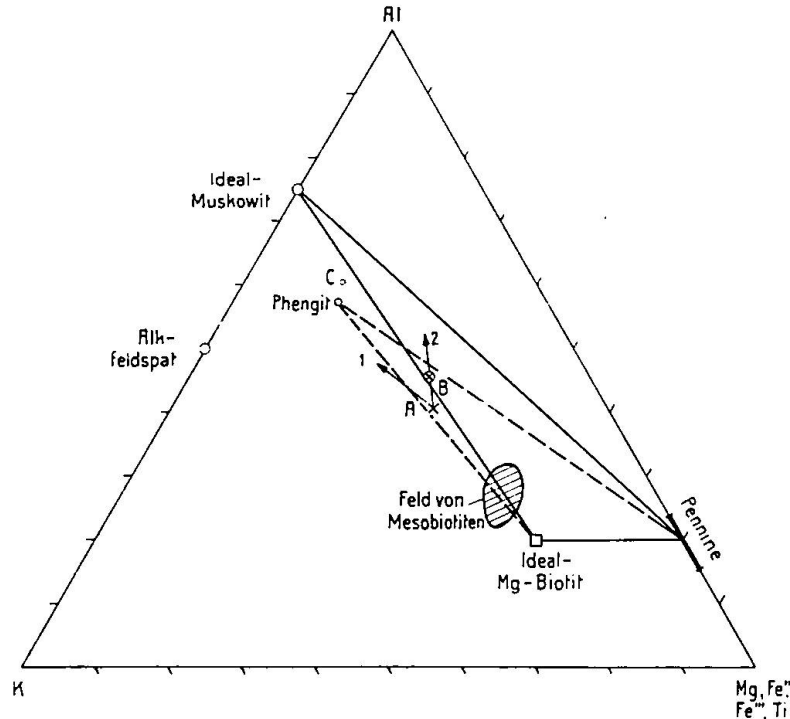


Fig. 11

Soweit unsere Erfahrungen gehen, zeigen jedoch Phengite von der angenommenen Zusammensetzung einen kleinen Winkel der optischen Achsen, während der helle Glimmer der Tavetscher Gneise einen Winkel von $40\text{--}46^\circ$ aufweist. Andererseits sind gleichfalls unter Meso- bis Epibedingungen entstandene Muskowite von J. JAKOB (46) analysiert worden, die in Bezug auf Mg- und Fe-Gehalt die phengitische Tendenz zeigen, bei jedoch nicht so starker Erhöhung des Si-Gehalts, wie er für die eigentlichen Phengite kennzeichnend ist. Eine dieser Analysen, einen Muskowit aus einer Mineralkluft vom Gotthard betreffend, weist folgende Werte auf:

SiO_2	45,19 Gew. — %,	TiO_2	0,71 %,	Al_2O_3	30,22 %,
Fe_2O_3	4,15 %,	FeO	0,88 %,	MgO	2,24 %,
Na_2O	2,08 %,	K_2O	9,40 %,	+ H_2O	5,28 %,
Summe	100,15 %.				

In Fig. 11 kommt diesem Glimmer der Projektionspunkt C zu. Eine von mir an der zur Analyse verwendeten Substanz durchgeführte Bestimmung des Winkels der optischen Achsen ergab den Wert $2V = 42^\circ$.

Der optische Befund (grosser Axenwinkel) der Tavetscher-Muskowite schliesst demnach das Vorhandensein einer in Bezug auf Mg- und Fe-Gehalt phengitischen Tendenz, die aus dem Vergleich Modus-Norm notwendig folgt, keineswegs aus.

Es zeigt dieses Beispiel wieder, wie notwendig es ist, die gesteinsbildenden Mineralien voneinander zu trennen und einzeln zu analysieren, weil ihre Zusammensetzungen oft nicht den üblichen schematischen Formeln entsprechen.

Im gegebenen Fall war die Trennung des Muskowits von den übrigen Mineralien wegen der Verwachsung mit Chlorit und Biotit und wegen der zahlreichen Einschlüsse aussichtslos; deshalb musste versucht werden, auf rechnerischem Wege wenigstens Anhaltspunkte über die mutmassliche Zusammensetzung zu erhalten.

Zusammenfassend ergibt sich, dass die von den gotthardmassivischen Gneisen abweichende Paragenese phengitartiger Muskowit, Chlorit und Biotit der Gneise des TZM ihre Ursache nicht in erster Linie im besonderen Chemismus der Gesteine, sondern in einer besonderen Fazies der voralpinen Metamorphose hat, die in die Grenzregion Meso- bis Epizone einzureihen ist.

Sie nimmt der Fazies nach eine Mittelstellung zwischen der voralpinen Meso- bis Katametamorphose der gotthardmassivischen Gneise und der alpinen Epimetamorphose am Nordrand des GM ein. Der Unterschied gegenüber der Letzteren beruht darauf, dass die TZM-Gneise grobblättrigen Muskowit und Biotit führen.

Zur Turmalinführung der Paragneise. Der z. T. beträchtliche Turmalingehalt der Paragesteine des TZM kann im wesentlichen auf zwei Arten erklärt werden: Entweder war in den ursprünglich sandig-tonigen Schieferen stellenweise reichlich Turmalin als klastische Komponente vorhanden, der dann bei der Vergneisung umkristallisierte, oder es handelt sich um eine nachträgliche Turmalinzufuhr magmatischer Herkunft. PARKER (71) und FRIEDLAENDER (26) nahmen für die von ihnen festgestellte Turmalinführung mancher Gesteine des TZM eine magmatische Provenienz an (besonders auch im Hinblick auf kleine Pyrit-Turmalinquarzgänge z. B. in der Lukmanierschlucht) und setzten sie in Beziehung mit der Intrusion peridotitischer (heute Serpentin-Talkgesteine) und dioritischer Magmen (Diorit der Lukmanierstrasse). Auch die vorliegenden Untersuchungen lassen es als durchaus möglich erscheinen, dass die Turmaline auf primärer Lagerstätte liegen. Doch muss nicht unbedingt an eine genetische Verknüpfung mit ultrabasischen bis intermediären Magmen gedacht werden: wahrscheinlicher ist eine nähere Beziehung zu tiefer gelegenen saureren Magmen, deren Wirkung auch in der starken Pegmatitdurchschwärmung und im Auftreten von Quarzporphyren erkennbar ist. Allerdings muss betont werden, dass Turmalin in den Pegmatiten des TZM sehr selten ist und nur in zwei kleineren Gängen in geringer Menge gefunden werden konnte.

Von grösserer Bedeutung dagegen ist Turmalin in den felsitischen Quarzporphyren, wo er sogar HGT sein kann.

b) DIE PARASCHIEFER

In grösseren, einheitlichen Massen treten die Paraschiefer vor allem im Osten, im Querschnitt der Lukmanierstrasse, auf. Sie fehlen auch im Westen des Untersuchungsgebietes nicht. Hier sind sie jedoch meist nur in schwächtigen Zügen den Paragneisen eingelagert. In der Kartenskizze 1:25 000 wurden einzig die wichtigeren Paraschieferzüge eingetragen, sodass sie auch noch in den nur Paragneis-Signatur besitzenden Gebieten als wenig mächtige (1—20 m breite) Zonen in Berücksichtigung gezogen werden müssen. Im Ganzen überwiegen jedoch im Untersuchungsgebiet die Paragneise über die Paraschiefer, eine Feststellung, die in einem gewissen Gegensatz zu den bisherigen Angaben in der Literatur steht. So hat ALB. HEIM (36) die Serizitschiefer als wichtigsten Gesteinstypus des TZM angegeben. Es muss indessen darauf aufmerksam gemacht werden, dass manche Gesteine, die makroskopisch „Serizitgesteine“ zu sein scheinen (z. B. die hornfelsartigen Gneistypen), u. d. M. in den meisten Fällen „Serizit“ einzig als Füllung der Plagioklase zeigen, während das Haupt-Phyllosilikat dieser Gesteine Chlorit ist.

Makroskopisch sind die Paraschiefer durch ausgesprochen feinschiefrige bis lentikulare Textur, Seidenglanz auf dem Hauptbruch und geringe Kohäsion ausgezeichnet.

Mikroskopisch kann als charakteristisches Hauptmerkmal das Vorhandensein von gut geregeltem, feinschuppigem Serizit festgestellt werden, der in strahlenartigen Aggregaten, oft zusammen mit feinschuppigem Chlorit, vorkommt. Im Einzelnen ist die Variabilität in Korngrösse und quantitativem Mineralbestand ausserordentlich gross.

Quarz ist immer vorhanden und bildet, oft zusammen mit Chlorit und Albit, kleinkörnige, granoblastische Gewebe. Einzelne grössere Körner können undulöse Auslöschung besitzen; ihre Bildung ist also vor der Verschieferung erfolgt. Als einziger Feldspat tritt ein **saurer Plagioklas** auf, der in einzelnen Gesteinstypen auch ganz fehlt. Er erscheint in zwei Ausbildungen: erstens als grössere Körner (d bis $1\frac{1}{2}$ mm), die durchwegs stark serizitisiert sind und zweitens als kleinkörniger, meist nicht oder nur schwach zersetzter Albit (0—8 % An-Gehalt). Der gut geregelte, in Strahlen auftretende **Serizit** ist zwar mikroskopisch ein Hauptmerkmal dieser Gesteine, doch übersteigt er mengenmässig nur selten 35 Vol.-%. Neben feinschuppigem Serizit tritt in den Serizit-Muskowitschiefern oft auch reichlich grobblättriger Muskowit auf. Er ist häufig stark verbogen und nicht selten zerfetzt. In Bezug auf die Muskowitbildung ist somit mindestens ein Teil der Verschieferung postkristallin. Die gleichen Erscheinungen kann brauner Biotit zeigen, der ausserdem häufig stark chloritisiert ist. Chlorit ist in gleicher Weise wie in den

Paragneisen in zwei optisch verschiedenen Typen ausgebildet (Pennin mit tintenblauen I.F. und positiver Elongation und Pennin bis Klinochlor mit graubraunen bis grauen I.F. und negativer Elongation). Als weiterer wichtiger HGT muss, im Gegensatz zu den Paragneisen, Karbonat erwähnt werden. Aus den chemischen Analysen muss geschlossen werden, dass neben Calcit auch Dolomit, vielleicht sogar Magnesit vorkommt. Einzelne idiomorphe, vollständig limonitisierte Rhomboeder lagen wohl primär als Siderit vor. Turmalin ist sehr wichtiger NGT; grössere, häufig zerbrochene Individuen besitzen ähnliche Ausbildung wie in den Paragneisen (orange-gelber Kern mit blaugrauem Rand). Daneben kann in den Paraschiefern noch feinnadeliger, blauer Turmalin in den Serizit-Chloritsträhnen festgestellt werden; offenbar ist dieser Turmalin zusammen mit Serizit eine Epiumbildung. Unter den Erzen überwiegen die Sulfide Pyrit und Magnetkies; seltener sind z.T. völlig leukoxenisierte Ilmenit und Hämatit. Sehr selten wird das Auftreten von feinnadeligem Strahlstein beobachtet. Weitere NGT sind Apatit, Zirkon, Limonit und Goethit.

Die Struktur ist grano- bis nematoblastisch, die Textur ist ausgesprochen schiefrig, häufig etwas lentikular.

Die Korngrösse ist durchschnittlich geringer als die der Mineralien der Paragneise und liegt für Quarz und Albit meist unter 0,2 mm.

Besondere Typen der Paraschiefer. Schon ARN. HEIM (37) konstatierte das Vorkommen von Schiefern mit reichlicher Führung von kohligen Pigment, was ihn dazu führte, die Paraschiefer des TZM als Karbon aufzufassen. Schwarze Schiefer konnten auch von mir im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes in wenigen schmalen Zügen (bis 2 m Breite) konstatiert werden; sie sind aber nirgends von grösserer Bedeutung.

Reine Quarzite sind selten und konnten nur im Ostteil in der Gegend der Lukmanierstrasse in ganz schmalen Vorkommen angetroffen werden. Etwas häufiger sind serizitreiche Quarzite. An mehreren Stellen, meist in der Nähe von Linsen, wurden makroskopisch recht auffallende Gesteine mit fuchsitgrünem Glimmer gefunden. Die qualitative mikro-chemische Prüfung auf Chrom verlief zwar negativ, doch fand PARKER (71) in einem ähnlichen Gestein ((60), III, 226, Fuchsitgestein Puzastg) 0,32 Gew.-% Chrom.

Genetisch-chemische Verhältnisse. Alle Feldbeobachtungen und Dünnschliffbefunde sprechen dafür, dass Struktur, Textur und Mineralbestand der Paraschiefer zur Hauptsache Folgen der alpinen Dislokationsmetamorphose sind. Diese Annahme stützt sich auf folgende Argumente:

1. Die metamorphe Faziesausbildung (Epizonal mit Quarz, Albit, Serizit, Chlorit und Karbonat als wichtigste Gemengteile) entspricht weitgehend derjenigen der mesozoischen, nur alpin metamorphen Gesteine am N-Rand des GM. Reliktische Mesomineralien (grob-

blättriger Glimmer) treten zwar in einem Teil der Paraschiefer auf und sind für die weiteren genetischen Deutungen wichtig; sie bestimmen jedoch nur selten das Dünnschliffbild.

2. Nicht nur die Schiefer, sondern auch die in diese eingedrungenen herzynischen Peridotite und Pegmatite sind in ähnlicher Weise epizonal umgeprägt und stark verschiefert.

3. In den neugeprägten Epimineralien (z. B. granoblastische Quarze und Albite) können keinerlei postkristalline Deformationen konstatiert werden.

In welcher Ausbildung lagen nun aber diese sicher vortriasischen Gesteine vor der alpinen Gebirgsbildung vor?

Aus der physiographischen Beschreibung geht hervor, dass einzelne Paraschiefer diaphthoritische Blastomylonite normaler Paragneise sind. Es gilt dies vor allem für die Typen mit Meso-Relikten wie verbogenem Muskowit und zerfetztem braunem Biotit. Fast durchwegs gehören dazu die nur in schmalen Zügen (Verschieferungszonen) auftretenden Paraschiefer des zentralen und westlichen Teils des Untersuchungsgebietes.

Im Osten, in der Gegend der Lukmanierstrasse, ist dagegen diaphthoritischer Charakter nur bei einem Teil der Paraschiefer mit Sicherheit feststellbar. Dazu kommt, dass schon der Mineralbestand dieser Gesteine auf Unterschiede im Chemismus gegenüber den gewöhnlichen Paragneisen aufmerksam macht. Das zum Teil reichliche Auftreten von Karbonaten lässt auf einen nicht geringen Ca-Gehalt schliessen, während die Paragneise eher c-arm sind. Die wenigen bisher ausgeführten Analysen von Paraschiefern des TZM, die nach den vorhandenen Beschreibungen von solchen nicht-diaphthoritischen Typen stammen, bestätigen diesen Befund. Die vier Analysen von Paraschiefern (siehe S. 133) besitzen durchwegs ein recht hohes c (17—33) und nehmen in einem (al-alk):c-Diagramm Plätze ein, die im allgemeinen in der tieferen Mesozone Amphiboliten oder Hornblendeschiefern zukommen. Auffällig ist, dass keines der vier analysierten Gesteine einen Tonerdeüberschuss aufweist. Es handelt sich bei ihnen demnach keineswegs um metamorphe reine Tone, eine Feststellung, die mit den Dünnschliffbefunden übereinstimmt, nach denen Serizit zwar für diese Gesteine typisch ist, jedoch selten mehr als $\frac{1}{3}$ des Gesteinsvolumens einnimmt. Die analysierten Gesteine sind Kalkglimmerschiefer bis Karbonatphyllite. In Fig. 12 sind für die vier Analysen die Molekularzahlen von CO_2 gegeben. Diese sind durchwegs höher als die c-Werte, sogar bis

doppelt so gross. Es liegt daher zum Teil magnesiumhaltiges Karbonat (Dolomit und Magnesit?) vor.

Feldbefund, Dünnschliffbild und chemische Zusammensetzung lassen kaum daran zweifeln, dass die in dieser Gruppe besprochenen Gesteine überwiegend sedimentären Ursprungs sind. Für die Karbonatglimmerschiefer bis Karbonatphyllite kommen nur Mergel als Ausgangsgesteine in Frage; die serizitführenden Glimmerschiefer sind z. T. sicher diaphthoritische Paragneise, vereinzelt treten auch Serizitquarzite auf, die tonigen Sandsteinen entsprechen werden.

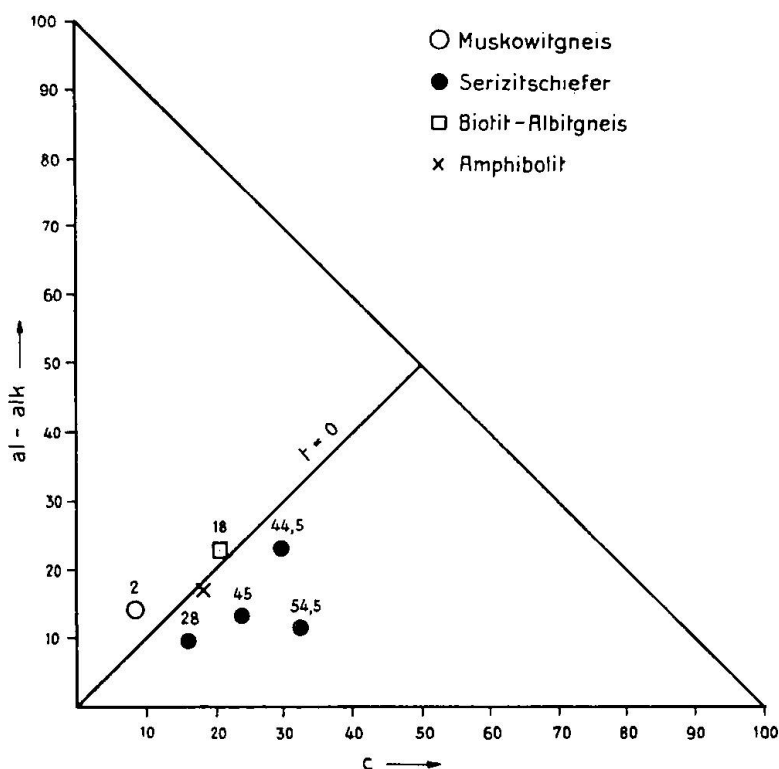


Fig. 12. (al-alk: c) Diagramm der Gneise, Schiefer und Amphibolite des TBM. Überschriebene Zahlen: CO_2 molekular, auf $\text{al} + \text{fm} + \text{c} + \text{alk} = 100$ bezogen

PARKER (71) hat auf die Möglichkeit hingewiesen, dass unter den von ihm kurzweg Serizitschiefer genannten Gesteinen auch mylonitisierte Eruptivgesteine (vor allem Quarzporphyre und Porphyrite) vorkommen können. Eine diesbezügliche vergleichende Betrachtung der vier bisher durchgeführten Analysen von „Serizitschiefern“ des TBM ((60) III, 132, 133, 134 und (74) 252, siehe S. 133) ergibt jedoch, dass einzig Analyse II 132 chemisch mit Eruptivgesteinen vergleichbar ist und zwar am ehesten mit dem opdalitischen Magmentyp. Die übrigen Analysen fallen z. T. beträchtlich ausserhalb des Eruptivfeldes: kleine alk-Zahl bei z. T. hohem si, sehr hohes k (0,77; 0,79; 0,63). Das Auftreten von intermediären und sauren gangartigen Eruptivgesteinen steht fest (siehe Abschnitt f), doch ist dann meist schon makroskopisch die Ortho-Natur feststellbar.

Für die nicht diaphthoritischen Gesteine der besonders im Osten mächtigeren Schieferzonen ist anzunehmen, dass im Zustand vor der alpinen Metamorphose bereits ein nicht unwesentlicher Unterschied gegenüber dem Paragneismaterial vorhanden war. Die Sedimente waren sehr wahrscheinlich in ähnlicher Weise, wenn auch etwas schwächer, epimetamorphosiert als heute und erlitten während der alpinen Faltung eine Umkristallisation ohne Auftreten neuer Mineralarten.

Die Turmalinführung ist im gleichen Sinne wie die Turmalinführung der Paragneise (siehe S. 148) zu bewerten.

Das Alter der Paraschiefer. Die Ähnlichkeit der Paraschiefer des TZM mit den unter der Bezeichnung „nachgranitisches Permokarbon“ besprochenen Gesteinen des GM ist, der metamorphen Faziesausbildung nach, eine recht grosse, wenigstens was die nicht oder nicht sicher diaphthoritischen Typen betrifft. FRIEDLAENDER (26) hat denn auch die Paraschiefer der Medelserschlucht als „Permokarbon“ aufgefasst. Es ist durchaus möglich, dass ein Teil der Paraschiefer von karbonischem Alter ist; ich bin jedoch der Ansicht, dass diese Gesteine nicht zu dem von mir enger gefassten „nachgranitisches Permokarbon“ gehören, also auf keinen Fall etwa permisches Alter besitzen und mit dem Verrucano verglichen werden dürfen. Das Hauptargument für diese Annahme liegt im Auftreten von Pegmatiten und ultrabasischen Gesteinen, die diese Schiefer durchsetzen und die dem nachgranitischen Permokarbon der schweizerischen Zentralmassive vollkommen fehlen. Dann kann auch auf den zum Teil hohen Ca-Gehalt hingewiesen werden, während Verrucano und Oberkarbon im allgemeinen gerade durch das Fehlen oder nur lokales Auftreten eines solchen ausgezeichnet sind. Aus diesen Gründen wurden von mir die Paraschiefer des TZM zum Altkristallin gestellt. Innerhalb dieses Altkristallins gehören sie jedoch wohl zur jüngsten Gruppe (ev. Unter- bis Mittelkarbon). Dem Alter nach können sie am ehesten mit den Serien IV (Tremolaserie), V und VI des GM (siehe Tab. V) verglichen werden.

c) DIE INJEKTIONS- UND MISCHGNEISE

α) Die Injektionsgneise des westlichen und zentralen Teils des Untersuchungsgebietes.

Sie unterscheiden sich von den unter β) zu besprechenden Mischgneisen des östlichen Teils des untersuchten Gebietes durch die meist deutlich chorismatische, phlebitische Ausbildung und das Fehlen von Na-Kaliumfeldspat. Gute Aufschlüsse dieser Gesteine wur-

den durch den Umbau der Oberalpstrasse und der Oberalpbahn westlich Tschamut geschaffen. Gegenüber den reinen Paragneisen treten sie stark zurück und sind nur sporadisch zu finden.

Zur Hauptsache liegen sie als phlebitische Injektionsgneise vor, wobei die weissen Adern $\frac{1}{2}$ —20 cm breit sein können und nicht selten ptygmatische Fältelungen zeigen. Stellenweise leiten sie zu mikrochorismatischen, feinaugigen bis makroskopisch homogenen Typen über. Der Zusammenhang mit Pegmatiten ist wahrscheinlich, konnte jedoch nicht direkt bewiesen werden. Mancherorts scheint ein Teil der Pegmatite jedoch noch jünger zu sein, indem diese bei diskordanter Lagerung auch die Adern des injizierten Gneises abzuschneiden scheinen. Dann muss auch erwähnt werden, dass die Injektionsgneise nicht an die Häufungsstellen der Pegmatite gebunden sind. Es scheint im Gegenteil so zu sein, dass die pegmatitreichsten Gebiete ausgesprochen arm an eigentlichen Injektionserscheinungen sind.

Mikroskopische Beschreibung: Das Kyriosom der Phlebitgneise ist demjenigen der gewöhnlichen Paragneise weitgehend analog, einzig die Gefügeregelung ist etwas ausgeprägter.

Das Akyriosom erhält sein typisches Gepräge vor allem durch Struktureigentümlichkeiten und die besondere Ausbildung des Feldspats. HGT sind Quarz und, meist mengenmässig überwiegend, schachbrettartig verzwilligter Albit. Dieser ist fast durchwegs frei von Serizitisierungserscheinungen; Drehtischbestimmungen ergaben einen An-Gehalt von 0—7 % An. Schnitte schief zu (010) sind durch fleckige Auslöschung gekennzeichnet; Drehtischuntersuchungen ergaben, dass diese auf der schachbrettartigen Verzwilligung beruht, indem bei Schnitten schief zur Verwachsungsebene (010) die Grenzen der Zwillingsindividuen verwaschen erscheinen. Auffällig ist u. d. M. die starke „Bestäubung“, herrührend von kleinsten, bei schwacher Vergrösserung opak erscheinenden Einschlüssen. Diese Art Einschlüsse sind im allgemeinen den Plagioklasen der Gneise fremd; häufig zu finden sind sie dagegen in den Na-Kaliumfeldspäten (und in den albitisierten Partien dieser Feldspäte) der Pegmatite, Granite und Orthogneise der Zentralmassive. Dort, wo die Schachbrettalbite der Adern an serizitisierte (und ev. zoisitisierte) Plagioklase des Gneiskyriosoms grenzen, ist häufig zwischen den beiden Plagioklasen ein schmaler Saum eines klaren, unverzwilligten, sowohl von Serizit wie von den obengenannten kleinsten Einschlüssen freien Albits zu konstatieren. Es können hier also auf engstem Raum drei, nach Genese und Ausbildung verschiedene, saure Plagioklase beobachtet werden. Merkwürdig und nicht leicht zu deuten ist das Auftreten von Myrmekitquarzen in den an die Schachbrettalbite grenzenden serizitisierten (stellenweise auch zoisitisierten) Plagioklasen. Wenn ein frischer Albitsaum zwischen den beiden Plagioklasenausbildungen vorhanden ist, so schneidet er den Myrmekit ab und ist daher wohl jünger als die Myrmekitbildung. Manche der erwähnten Tatsachen lassen es eigentlich als nicht ausgeschlossen erscheinen, dass die Schachbrettalbite ursprünglich als Na-Kaliumfeldspäte vorlagen und durch Albitisierung aus

diesen hervorgegangen sind. Auf alle Fälle sind die Erscheinungen weitgehend denjenigen analog, welche z. B. an schachbretthalbitisierten Na-Kaliumfeldspäten der Pegmatite und Ortho- sowie Mischgneisen des GM und TZM beobachtet werden können. Es muss allerdings betont werden, dass in den 25 Dünnschliffen der hier besprochenen Gesteine nirgends auch nur ein kleines Relikt eines Na-Kaliumfeldspats gefunden wurde.

Manche Adern sind nicht einheitlich von Schachbretthalbit und Quarz aufgebaut, sondern sind von Kyriosom durchsetzt (Auftreten von serizitisierten und auch zoisitisierten Plagioklasen in gleicher Ausbildung wie in den gewöhnlichen Paragneisen). Als NGT können Granat (skelettartig), Muskowit und Karbonat wichtig werden; daneben kommen Chlorit, Serizit, Orthit und Erz vor.

Die Schachbretthalbite treten auch in den kleinsten Augen der mikrochorismatischen Gneistypen auf und sind in unseren Gesteinen zusammen mit Myrmekit deutliche Anzeichen einer Injektion.

Die Struktur des Akyriosoms ist durch eine extreme lappige Verzahnung ausgezeichnet. Die Albite sind vollkommen xenomorph; die Gefügebilder erinnern an Verdrängungsstrukturen und Injektionsstrukturen. Ähnliches Gefüge wurde in feinsten hellen Adern des Bugnei-Granodiorits beobachtet.

Die Textur der Adern ist im allgemeinen massig; bei stärkerem Hervortreten von Muskowit ist dieser indessen oft gut geregelt.

β) Die Na-Kaliumfeldspatführenden Mischgneise im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Die Na-Kaliumfeldspatführenden Mischgneise treten am Südrand des TZM in einer schmalen Zone zwischen Val Gierm und Val Medels auf. Ihre grösste Mächtigkeit (ca. 400 m) erreichen sie in den Wäldern südlich von Mompé-Medel. Ausserhalb dieser zusammenhängenden Zone konnten ähnliche Gesteine nur in zwei kleinen (auf der Kartenskizze 1:25 000 wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht vermerkten) Vorkommen namhaft gemacht werden, nämlich an der Oberalpstrasse (unter der Oberalppasshöhe), Koord. 694,895/167,75 und südöstlich Sedrun, im mineralkluftreichen Gebiet zwischen Surrhein und der Einmündung des Nalpserrheins in den Vorderrhein, Koord. 703,26/170,44 (Felsen zwischen Weg Sedrun-Cavorgia und Vorderrhein, von Einheimischen Val da Claus genannt).

Die Zone der östlichen Mischgneise ist sehr schlecht aufgeschlossen, da sie fast vollständig in bewaldetem Gebiet liegt.

Makroskopisch unterscheiden sich die Gesteine dieser Gruppe vor allem durch den „hellen Gesamteindruck“, hervorgerufen durch einen geringeren Gehalt an Glimmer und Chlorit und durch einen grösseren Quarz-Feldspatgehalt, stellenweise aber auch durch eine allerdings undeutlich ausgeprägte chorismatische Grobstruktur (teils grobaugig, teils schlierig-lagig). Von den ebenfalls feldspat-

reichen hornfelsartigen Paragneisen, die jedoch Na-Kaliumfeldspatfrei sind, unterscheidet sie ihr bedeutend gröberes Korn (Feldspäte bis 4 mm gross).

Trotz der stellenweise etwas chorismatischen Grobstruktur konnte weder makroskopisch noch mikroskopisch ein Paläosom eindeutig in räumlicher wie mineralogischer Beziehung von einem magmatogenen Neosom getrennt werden. Die Gesteine müssen daher als Ganzes beschrieben werden.

Mikroskopische Physiographie. U. d. M. sind die Mischgneise dieser Gruppe in erster Linie durch das zum Teil reichliche Auftreten von Na-Kaliumfeldspäten gekennzeichnet, die im TZM nur in diesen Gesteinen sowie in den Pegmatiten vorkommen. Die nachfolgende Tabelle, die den quantitativen Mineralbestand für zwei Gesteine aus der östlichen Mischgneiszone gibt, orientiert über die recht variable Zusammensetzung.

Tab. IX.

Quarz	40 Vol.-%	25 Vol.-%
Mikroklinperthit	35 %	15 %
Plagioklas (sauer)	12 %	50 %
Muskowit	8 %	7 %
Biotit }	5 %	3 %
NGT }		

Der Na-Kaliumfeldspat liegt immer als Mikroklinperthit vor. In den meisten Fällen ist er frisch und unverändert; nur in stärker alpin verschieften Gesteinstypen kann in geringem Masse eine Verdrängung durch Schachbrettalbit konstatiert werden. Die Mikrokline erscheinen u. d. M. oft durch zahlreiche kleinste Einschlüsse wie „bestäubt“. In vielen Fällen erweisen sich diese Einschlüsse bei Anwendung stärkerer Vergrößerungen als Flüssigkeitseinschlüsse (mit oszillierenden Gaslibellen). In verwitterten Gesteinen tritt daneben noch eine bräunliche „Bestäubung“ auf, die als Kaolinisierung deutbar ist. Der saure Plagioklas (Albit bis Oligoklas) ist meist stark von Serizitschüppchen durchsetzt. Gegen Mikroklin sind häufig prächtige Myrmekite zu konstatieren. Der xenomorphe Quarz löst sich in alpin stärker überprägten Typen undulös aus. Er kommt auch in Form rundlicher bis tropfenförmiger Einschlüsse sowohl im Mikroklin wie im Plagioklas vor. Wichtigster Glimmer ist ein grobblättriger Muskowit; der dunkle Glimmer besitzt zwei Ausbildungsweisen: die grobblättrigen Biotite sind meist dunkel- bis rotbraun, während mehr feinschuppige, oft in Aggregaten gehäufte Typen eine braungrüne bis schwarzgrüne Färbung aufweisen. In alpin verschieften Gesteinstypen aggregiert sich Serizit in Strähnen und wird Chlorit wichtig. NGT sind Erze (nicht selten randlich hämatitisierte Pyrite), Orthit (hellgelb-dunkelbraun pleochroitisch), Apatit, Zirkon.

Die Struktur ist xeno-granoblastisch, in Bezug auf die Glimmer ± idio-lepidoblastisch. Die Textur ist im allgemeinen recht gut kristallisations-schiefzig.

Die Korngrößen für Feldspat und Quarz variieren von 1₂—4 mm.

Genetische Verhältnisse: Manche Gesteine dieser Gruppe besitzen einen Mineralbestand, der mit reiner Orthogesteinsnatur (mesometamorpher Granit) verträglich wäre. Die Argumente, die trotzdem zur Diagnose „Mischgneise“ führten, sind folgende:

1. Starker Wechsel im quantitativen Mineralbestand und in der Korngrösse auf kurze Distanz;
2. Andeutung einer chorismatischen Grobstruktur (grobaugig oder schlierig-lagig).

Ob eine nähere Beziehung dieser Mischgneise zu Pegmatiten besteht, konnte, der schlechten Aufschlüsse wegen, nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen werden.

Von einem ähnlichen Gestein (ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes) stammt wahrscheinlich die Analyse eines „Mesoalkalifeldspatgneises“ von Darvela bei Truns ((60), III, 136, siehe auch diese Arbeit, S. 133), die auf Veranlassung von F. WEBER durchgeführt wurde. Der Chemismus dieses Gesteins kann noch recht gut mit dem yosemitgranitischen Magmatypus verglichen werden.

d) DIE AMPHIBOLITE UND GRÜNSCHIEFER

α) Amphibolite

Hornblendeführende Gesteine kommen im TZM in grösseren Mengen vor allem im von FRIEDLAENDER (26) beschriebenen Querprofil der Lukmanierstrasse vor. Auf Grund eines kleinen Vorkommens eines massigen, durchaus dioritartigen Gesteins (zwischen der Brücke über den Medelserrhein unter Curaglia und dem ersten Strassentunnel von Süden her) wurde bisher der gesamte, etwa 400 Meter mächtige Komplex von Hornblendegesteinen der Medelserschlucht als Diorit und dessen verschieferte Derivate aufgefasst (ALB. HEIM (36), F. WEBER (VII), FRIEDLAENDER (26)). Das kleine Vorkommen von massigem Diorit blieb jedoch allein, alle übrigen Hornblendegesteine des TZM innerhalb des untersuchten Gebietes sind unbedingt als Amphibolite zu bezeichnen, da die Hornblende immer gut kristalloblastisch geregelt ist (Parallelstellung der c-Achsen). Das Dioritvorkommen wurde von FRIEDLAENDER (26) eingehend beschrieben; im Folgenden wird nur auf die Amphibolite eingegangen.

Vorkommen. Das feldgeologisch charakteristische Merkmal ist das Auftreten in Linsen und schmalen Lagen. Auch dort, wo auf der Kartenskizze mächtigere Amphibolitmassen eingetragen sind (im Osten, sowie nördlich Cavorgia), sind keine einheitlichen Amphibolitkörper, sondern Amphibolite mit Einlagerungen von Para-

gneisen und -Schiefern vorhanden. Im westlichen Teil des untersuchten Gebietes schwankt die Mächtigkeit der schmalen Amphibolitlinsen von 50 cm bis maximal 10 m; besonders häufig sind 1—2 m breite und im Streichen 5—100 m lange Linsen.

Auf makroskopischem Wege ist für die relativ feinkörnigen ($d \frac{1}{2}$ —1 mm) Gesteine die Diagnose auf Amphibolit nicht immer leicht zu stellen, besonders wenn Biotit auftritt. Ihre Verbreitung ist deshalb sicherlich eine grössere, als aus der Kartenskizze hervorzugehen scheint. Erschwerend für die Auffindung wirkt natürlich auch die geringe Mächtigkeit. Die Kontaktverhältnisse gegenüber den Nebengesteinen sind wechselnd, im allgemeinen kann der Kontakt als recht scharf bezeichnet werden (Übergangszone 5—20 cm mächtig). Unverkennbar sind die Granatamphibolite mit den bis 3 mm grossen roten Granaten. Granatamphibolite, gewöhnliche Amphibolite und Biotitamphibolite können auf engstem Raum, in der gleichen Linse, zusammen vorkommen.

Granatamphibolite. Beispiele von Fundpunkten: an der Strassenkehre westlich Plaun Miez (südlich Ruèras, Lokalname Sum Sassi, zusammen mit gewöhnlichen Amphiboliten); in den Rundhöckern nördlich Cavorgia.

Mikroskopische Beschreibung: Die Hornblende tritt in zwei verschiedenen Ausbildungen auf: in grösseren (über 2 mm grossen) Individuen und in Form kleiner, kurzstenglicher Körner (d unter 0,05 mm), die zusammen mit Klinozoisit-Epidot, Albit und Quarz ein diablastisches Gewebe aufbauen. Die grobkörnige Hornblende (70 Vol.-% des Gesteins einnehmend) ist eine stark gefärbte Meso-Hornblende mit folgenden Eigenschaften:

n_{α}	hellgelbgrün	$2V = 74^{\circ} 10)$
n_{β}	dunkelgrün, oft etwas bräunlich	$c/n\gamma = 15-17^{\circ} 10)$
n_{γ}	dunkelgrün mit bläulichem Stich	

Die bis 3 mm grossen Granate sind längs Rissen biotitisiert und chloritisiert. Hie und da ist die Andeutung eines kelyphitartigen Randes (aus feinkörnigem Klinozoisit-Epidot bestehend) wahrzunehmen. NGT sind brauner Biotit, Quarz, Titanit, Calcit, Ilmenit mit Leukoxenrand, lappige, langgestreckte Pyrite und Magnetkieskörner.

Die Struktur ist nematoblastisch bis diablastisch, die Textur schwach kristallisationsschiefzig.

Gewöhnliche und Biotit-Amphibolite. Aus den 20 untersuchten Dünnschliffen ergibt sich nachstehender mikroskopische Befund:

¹⁰⁾ Drehtischbestimmungen.

Die Ausbildung der Hornblende ist, was die optischen Eigenschaften betrifft, ausserordentlich variabel. Neben Dünnschliffen mit stark gefärbter, grüner Meso-Hornblende kommen solche mit blassem, strahlsteinartigem Amphibol vor. Die strahlsteinartige Hornblende hat im allgemeinen einen sehr grossen Achsenwinkel ($2V = 84-90^\circ$, Mesohornblenden dagegen $70-76^\circ$) und ist häufig etwas grösser (bis 4 mm lang) als die dunkel gefärbte Hornblende ($d = 0,2-1,2$ mm) entwickelt. c/n_γ ist stark variabel und schwankt von $14-20^\circ$, wobei die blasse Hornblende nicht wesentlich von der Mesohornblende abweicht. Die strahlsteinartige Hornblende scheint nicht nachträglich aus einer Mesohornblende hervorgegangen zu sein, im allgemeinen ist im gleichen Dünnschliff nur eine Ausbildungsart vorhanden. Die stark gefärbte Hornblende besitzt oft für n_γ einen Stich ins Blaue, die helle Hornblende weist selten hellbräunliche Farbtöne auf. Als Einschlüsse sind Rutil, Ilmenit, rundliche Quarze und Plagioklase verbreitet. Umwandlungserscheinungen sind nicht häufig, es wurden Chloritisierungen und Biotitisierungen (brauner Biotit) wahrgenommen. Der Plagioklas liegt heute fast durchwegs als Albit (bis Oligoklas) vor, basischere Plagioklase (Andesin-Labrador) wurden nur in einem einzigen Dünnschliff beobachtet. Die Albite sind poikiloblastisch durchwachsen von Zoisit oder Klinozoisit-Epidot, die z. T. als wolkenartige Aggregate, häufiger aber in grösseren (bis 0,15 mm) Individuen vorkommen. Es ist demnach eine deutliche Tendenz zu prasinitischer Struktur vorhanden. Die Zoisite und z. T. auch die Klinozoisite sind oft im Kern etwas bräunlich und durch kleinste Einschlüsse getrübt. In Biotitamphiboliten wird brauner Biotit (stellenweise chloritisiert) wichtig, in Quarzamphiboliten kann Quarz lokal bis 15 % des Gesteinsvolumens einnehmen. Chlorit (als farbloser Klinochlor mit grauen I. F., oder Pennin bis Klinochlor mit graubraunen I. F.) kann hie und da zu den HGT gerechnet werden.

NGT sind Ilmenit mit Leukoxenrand, Pyrit, Magnetkies, Titanit, dunkelgelbbrauner Rutil, Apatit und Calcit. Rutil ist manchmal als Kern in grösseren Titanitkörnern vorhanden.

Die Struktur ist nematoblastisch-granoblastisch, mit poikiloblastisch-prasinitischer Tendenz. Die Textur wird durch die im allgemeinen gute Regelung der Hornblenden kristallisationsschiefzig.

Korngrössen: für Plagioklas 0,1—0,5 mm
für Mesohornblenden 0,15—1,3 mm
für strahlsteinartige Hornblenden bis 4 mm.

Eine etwas besondere Ausbildung wurde in einem Teil eines Amphibolitvorkommens im Walde östlich der Alp Tgom, auf 1740 m Höhe konstatiert.

Die Hauptmasse (ca. $\frac{3}{4}$) des Gesteins bildet u. d. M. ein diablastisches Gewebe einer hellgrünen, strahlsteinartigen Hornblende ($c/n_\gamma = 15-17^\circ$) mit Albit. Die stäbchen- bis wurmförmigen Strahlsteinkörnchen ($d = 0,015-0,05$ mm) besitzen oft über einen grösseren Bereich genau gleiche optische Orientierung. Stellenweise geht die diablastische Struktur in eine mehr skelettartige über. Daneben kommen noch einzelne grössere Strahlsteinindividuen vor (0,15 mm breit und bis 0,6 mm lang), die oft in Nadeln ausfransend, spiessig in den Albit hineinragen. Ferner sind wenige grössere Körner von stark seri-

zitisierem und zoisitisiertem Plagioklas vorhanden. NGT sind Rutil (z. T. mit Titanitrand), farbloser Klinochlor und Erz. Die Struktur ist diablastisch, die Textur \pm massig.

Zur Genese der Amphibolite: Die gut kristalloblastische Regelung der z. T. als Mesohornblenden vorliegenden Amphibole kann kaum eine Folge der alpinen Metamorphose sein, da Meso-Hornblende am N-Rand des GM nirgends als sichere alpine Neubildung erscheint. Die Amphibolite müssen demnach schon am Ende der herzynischen Gebirgsbildung als solche vorgelegen haben. Diese Aussage steht nun aber im Widerspruch zur Annahme, die Amphibolite seien alpin verschieferte Derivate herzynischer Diorite (Diorit der Lukmanierstrasse nördlich Curaglia). Ich halte es nicht für ausgeschlossen, dass der Komplex der Hornblendegesteine der Medelserschluht nicht einheitlich ist, sondern dass dort ein herzynischer Diorit in ältere Amphibolite eingedrungen ist. Was die von FRIEDLAENDER (26) als Kontaktgesteine gedeuteten Biotitgneise am N-Rand des Komplexes der Hornblende-Gesteine betrifft, so muss für diese Gneise nicht unbedingt an eine Kontaktmetamorphose gedacht werden, da durchaus ähnliche Gesteine (feinkörnige Biotitgneise) von mir auch anderswo im TzM, weitab von Amphibolitvorkommen, gefunden wurden. Das Ursprungsmaterial der Amphibolite kann also kaum in herzynischen Dioriten (Äquivalenten des Rusein- oder Ufierndiorits) gesucht werden; es ist aber keineswegs ausgeschlossen, dass es sich um mesometamorphe ältere, vorherzynische Diorite oder Gabbros handelt.

Der Anteil der alpinen Metamorphose ist nicht leicht abzuschätzen, wahrscheinlich gehören die Bildung von Albit, Klinozoisit-Epidot (aus ehemaligem basischem Plagioklas) und Chlorit, sowie die Ausbildung einer poikiloblastischen Struktur dazu.

β) Grünschiefer

Die von mir als Grünschiefer bezeichneten Gesteine unterscheiden sich von den Amphiboliten durch das Fehlen von Hornblende und das reichliche Auftreten von Chlorit und Klinozoisit-Epidot. Makroskopisch sind die feinkörnigen Gesteine von hellgrüner bis kräftig grasgrüner Farbe und meist heller als die Amphibolite. Wenn Biotit (d bis 1 mm) auftritt, ist dieser schon von freiem Auge erkennbar.

Vorkommen. Die Art des Auftretens der Grünschiefer (in wenig mächtigen Linsen) ist demjenigen der Amphibolite weitgehend ähnlich.

Wichtigere Vorkommen: westlich Plaun Miez (südwestlich Ruèras an der Strassenkehre), südlich Sedrun und bei Cunèl an der Oberalpstrasse.

Mikroskopische Beschreibung: HGT können Chlorit, Albit, Biotit und Klinozoisit-Epidot sein. Immer vorhanden sind Chlorit und Albit; Biotit kann gänzlich fehlen, nimmt jedoch in einzelnen Grünschiefertypen bis 60 Vol.-% des Gesteins ein. Der Plagioklas (Albit, 0—10 % An) ist in wechselndem Ausmasse serizitisiert und häufig ohne Zwillingsbildungen. In Grünschiefern mit poikiloblastischer Struktur ist er reich an Einschlüssen (Chlorit und Klinozoisit-Epidot). Albit kann bis 60 % des Gesteinsvolumens ausmachen. Der grünliche (oft grasgrüne) Chlorit steht zwischen Pennin und Klinochlor (graubraune bis violettbraune I. F., 2V $\frac{1}{2}$ und klein). Der Biotit der Grünschiefer ist gegenüber den braunen bis braunroten dunklen Glimmern der Gneise und Amphibolite durch die tiefbraungrüne Farbe ausgezeichnet. Klinozoisit-Epidot (mit wechselndem Pistazitgehalt) besitzt hie und da einen Orthitkern. Als NGT treten Calcit (z. T. in Adern; manchmal auch als HGT), Apatit, Titanit, Ilmenit mit Leukoxenrand, Pyrit, Zirkon und Quarz auf.

Die Struktur ist grano-nematoblastisch, oft auch poikiloblastisch, die Textur in wechselndem Grade kristallisationsschiefrig.

Korngrössen: Biotit d bis 1 mm,
übrige Gemengteile d 0,01—0,3 (meist um 0,04 bis 0,08 mm).

Zur Genese der Grünschiefer: Das Vorkommen in selbständigen Linsen und Zügen (nicht etwa als Randzonen der Amphibolite) spricht nicht dafür, dass es sich einfach um verschieferne Amphibolite handelt. Die Grünschiefer waren wohl schon primär verschieden (feineres Korn) und besitzen vielleicht auch ein etwas jüngeres Alter (Fehlen einer tiefer mesozonalen Metamorphose). Es dürfte sich um herzynische, diabasartige Gesteine handeln. Eigenartig ist das Auftreten von recht grobblättrigem Biotit, der in nur alpin metamorphen Gesteinen zu fehlen pflegt.

e) DIE ULTRABASISCHEN GESTEINE

Das TZM ist ausgesprochen reich an Einlagerungen von Talk-Serpentingesteinen (epimetamorphe Peridotitstöcke), die an manchen Stellen zur Gewinnung von „O f e n s t e i n e n“ abgebaut wurden. Heute sind die meisten der alten Abbaue verlassen; zur Zeit der vorliegenden Aufnahmen wurde in geringem Umfange einzig in den Talk-Serpentinorkommen südöstlich S. Brida, nördlich Mompé Tavetsch und westlich Ragisch gearbeitet. Auf eine eingehende Untersuchung wurde im Hinblick auf die Arbeit von R. L. PARKER (71) verzichtet, die von den Talk-Serpentinlinsen des vorliegenden Untersuchungsgebietes diejenigen nördlich Mompé Medel (südlich Di-

sentis) eingehend berücksichtigt. Die nachstehenden Bemerkungen sind als vorläufige Ergänzungen zu den bisherigen Untersuchungen zu betrachten; sie zeigen immerhin, dass weitere Studien, auch an den mehr westlich gelegenen Vorkommen, noch manches Neue zu Tage fördern können.

Ein Blick auf die Kartenskizze 1:25 000 zeigt, dass die Talk-Serpentinlinsen oft in Reihen, perlschnurartig, angeordnet sind. Die grössten Vorkommen sind diejenigen nördlich Mompé Medel und am Calmot.

In Ergänzung und als Bestätigung zu den Angaben von R. L. PARKER (71) sei erwähnt, dass in den Linsen nördlich Mompé Medel (südlich Disentis) Serpentinegesteine mit prachtvoller Maschenstruktur (siehe Dünnschliffphotographie, Tafel II, Fig. 1) recht verbreitet sind. Sie sind in genetischer Hinsicht wichtig und beweisen, dass ursprünglich Olivinegesteine (Peridotite) vorlagen, die alpin unter Talk-, Serpentin-, Magnesit- und Magnetitbildung metamorphisiert wurden. Randlich, am Kontakt mit dem Nebengestein, treten monomineralische Chlorit- oder Biotitschiefer auf.

Im Vorkommen am Calmot wurden gangartig und randlich der ultrabasischen Linse eigenartige Chloritschiefer mit makroskopisch dunkelgrünen, stengligen, bis 1½ cm langen Strahlsteinporphyroblasten beobachtet. In der gleichen Linse, die in Muskowitgneisen liegt, sind deutliche Kontakterscheinungen an den Nebengesteinen zu konstatieren.

So zeigt ein Dünnschliff eines Gneises 10 cm vom Kontakt mit den ultrabasischen Gesteinen folgendes Bild:

HGT sind Quarz, saurer serizitisierter Plagioklas, phlogopitartiger Biotit (Pleochroismus farblos zu hellbraungrün) und feinkörniger, fast farbloser Turmalin (ähnliche Färbung wie der Phlogopit, Pleochroismus von farblos zu hellbräunlich bis hellgrünlich). Der Mineralbestand deutet auf eine Magnesium- und Borzufuhr vom intrusiven Peridotitmagma her.

In grösserer Entfernung vom Kontakt tritt Muskowit auf, der lamellenartig bereits in Phlogopit umgewandelt ist. Der Plagioklas dieses zweiten Gesteins ist imprägnationsartig erfüllt von feinsten Rutilnadeln und -körnern.

Strahlsteinschieferlinsen. Die grasgrünen bis grauen, in kleinen Linsen (20 cm bis 1½ m breit und bis 4 m lang) auftretenden Gesteine sind weit verbreitet. Sie bilden meist selbständige Linsen, kommen jedoch selten auch zusammen mit den Talk-Serpentinegesteinen vor. Stellenweise ist der Strahlstein asbestartig entwickelt. Ich fasse diese Gesteine, in Übereinstimmung mit der von AMBÜHL (1) für die ähnlichen Gesteine des zentralen GM geäusserten Ansicht, als alpin-metamorphe, gequetschte Pyroxenitgänge auf, die

in enger genetischer Beziehung zu den Talk-Serpentingesteinen stehen.

Magnesit-Dolomitgestein. Mit der Bildung der ultrabasischen Gesteine ist das Auftreten eines Magnesit-Dolomitgesteins südlich Disentis in Beziehung zu setzen. Der Rundhöcker von Pkt. 1252 der Siegfriedkarte (bei Ragisch) wird von einem braun anwitternden, mit verdünnter HCl kaum reagierenden Karbonatgestein aufgebaut. Auf der Karte von F. WEBER (VII) ist an dieser Stelle in den Paraschiefern die Signatur „Karbonatische Linsen und Lagen (Siderit-Breunerit)“ angegeben. Das Gestein tritt in Linsenform auf und ist auf eine Länge von 15—20 m bei einer maximalen Breite von 6 m aufgeschlossen. Im Handstück ist die Ähnlichkeit der im frischen Bruch weissen Gesteine mit metamorphen Triasdolomiten recht gross. Die Linse ist durchzogen von weissen Quarzadern. Am nördlichen Rand des Rundhöckers, im Kontakt mit den Paraschiefern, kommen feinkörnige Schiefer mit fuchsitgrünem Glimmer vor. Da ein triasischer Dolomit jedoch angesichts der geologischen Position und der scheinbar normalen Einlagerung in den praetriasischen Paraschiefern nicht sehr wahrscheinlich schien und die Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen in der nächsten Umgebung auf die Möglichkeit eines genetisch mit ihnen verknüpften Magnesitvorkommens hinwiesen, wurde das Gestein Herrn Prof. Dr. J. JAKOB zur Durchführung einer Analyse übergeben. Es wurde nur der Karbonatanteil genauer analysiert.

Tab. X. Analyse F.

Karbonatanteil	{	Unlöslich	23,22	Gew.-%	Analytiker: J. JAKOB.
		FeO	4,84	„	
		MgO	22,86	„	
		CaO	11,15	„	
		CO ₂	36,67	„	
		H ₂ O	1,39	„	
			100,13	Gew.-%	

U. d. M. ist Karbonat, Quarz, Erz und wenig Chlorit erkennbar. Das keine Zwillingslamellen besitzende Karbonat nimmt bis $\frac{3}{4}$ des Gesteinsvolumens ein. Die Korngrösse ist stark variabel; stellenweise kommen grobkörnige (d bis 2 mm), marmorisierte Partien vor.

Die Analyse zeigt, dass kein triasischer Dolomit vorliegt, denn MgO ist gewichtsprozentisch ungefähr zweimal grösser als CaO. In reinem Dolomit wäre MgO gewichtsprozentisch wesentlich kleiner als CaO. Eine Umrechnung der Analyse F auf Karbonate ergibt, dass das Gestein 31,2 Gew.-% Magnesit, 36,7 % Dolomit und 7,6 % Siderit enthalten wird. Eine röntgenographische Gemischanalyse

(Pulveraufnahmen) bestätigte diesen Befund, indem im Pulverdiagramm (durch direkten Vergleich mit Debye-Scherrer-Aufnahmen von sicheren Dolomit-, Calcit- und Magnesiteinkristallen aus der mineralogischen Sammlung der E. T. H.) die Linien sowohl von Magnesit wie von Dolomit nachgewiesen wurden, während diejenigen von Calcit fehlen. Ob der kleine Eisenkarbonatanteil als Siderit selbständig auftritt, oder ob er Dolomit oder Magnesit isomorph beigemischt ist, konnte nicht entschieden werden.

In der Verwitterungsrinde, die neben der bräunlichen Färbung auch grünliche Flecken besitzen kann, stellte ich mikrochemisch (Dimethylglyoxim-Reaktion) Spuren von Nickel fest.

Aus allen diesen Angaben geht hervor, dass es sich um eine mit den ultrabasischen Magmen in Beziehung stehende Magnesitlagerstätte handeln wird. Der Calciumkarbonatanteil und der Quarz können von Karbonatphylliten herkommen, die durch Mg-Metasomatose zu einem quarzföhrnden Magnesit-Dolomitgestein verändert wurden.

f) DIE QUARZPORPHYRE

(inkl. felsitische, turmalinföhrnde Typen)

α) Gewö h n l i c h e Q u a r z p o r p h y r e

Gänge dieser Art wurden mit Sicherheit nur in wenigen Vorkommen in den Paraschiefern des westlichen Teils des untersuchten Gebiets erkannt. Die Quarzporphyre sind stark verschiefert, wenig mächtig (30 cm bis 1½ m) und zufolge tektonischer Abquetschung nur auf kurze Distanz (wenige Meter) zu verfolgen. Sie wurden aus diesem Grunde nicht in die Kartenskizze 1:25 000 eingetragen. Makroskopisch unterscheiden sie sich von den Paraschiefern durch die helle, in unverwittertem Zustande meist rein weisse Farbe und das Auftreten von reliktschen Porphy quarzen (d bis 4 mm). Die Gesteine sind oft etwas seifig anzuföhlen. Ähnliche Gänge sind im TZM auch ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes bekannt (FRIEDLAENDER (26), S. 44; ferner am Weg von Surrhein nach dem Tenigerbad usw., wo sie auch mächtiger entwickelt sein können).

Ein Dünnschliff eines Vorkommens am linken Ufer des Vorderrheins (Koord. 707,33/172,24) bestätigt durchaus die Eruptivnatur des Gesteins. Trotz der intensiven Verschieferung unter reichlicher Serizitneubildung sind mitunter noch einzelne reliktsch-magmatische, ± idiomorphe Quarzeinsprenglinge, z. T. mit prachtvollen Resorptionerscheinungen (buchtig hineingreifende Grundmasse) erkennbar. Die feinkörnige Grundmasse ist nematoblastisch umkristallisiert unter Neubildung von Serizit, Albit und Quarz.

β) Felsitische, meist turmalinführende Quarzporphyre

Ihre Verbreitung ist eine weit grössere als die der Gruppe α). Schon bei den ersten Feldbegehungen fielen die weissen, feinschiefrigen Gesteine mit den schwarzen bis 4 mm langen Turmalinnadeln auf. Sie sind durch Übergänge mit massigeren, dichten, grauen (selten weissen) Typen verbunden, die ebenfalls meist schon makroskopisch, immer aber mikroskopisch Turmalin als wichtigen Gemengteil erkennen lassen. Von freiem Auge sind keine oder nur sehr kleine (d unter 1 mm) Einsprenglinge von Quarz zu bemerken.

Die weissen feinschiefrigen Typen sind in gleicher Weise wie die gewöhnlichen Quarzporphyre tektonisch abgequetscht und bei sehr geringer Mächtigkeit (20 cm bis 1½ m) nur auf kurze Distanz (bis 5 m) zu verfolgen. Grössere Mächtigkeit (bis 10 m) besitzt ein nur wenig verschieferter, grauer Felsit im Nalpstal nördlich Perdatsch, der sich auch im Streichen auf eine Länge von 200 m kontinuierlich fortsetzt. In der Kartenskizze wurde nur dieser mächtigste Gang und ein direkt nördlich davon gelegenes Vorkommen eines rein weissen Felsits berücksichtigt. Der graue Felsit steht am Fahrweg Sedrun-Perdatsch da Vaccas gerade vor dem Brücklein über den Nalpserrhein nördlich Perdatsch an. Das hellgraue, dichte Gestein dürfte den „Marmorschiefern unterhalb Perdatsch“ von ALB. HEIM ((35) S. 120) entsprechen; die mikroskopische Untersuchung ergab jedoch eindeutig die Eruptivnatur des Gesteins, ganz abgesehen davon, dass Karbonat als Gemengteil überhaupt nicht auftritt. Eine weitere Fundstelle eines relativ massigen, grauen Felsits liegt im Walde nördlich S. Brida, in der Nähe des Amphibolits.

Feinschiefrige, weisse Typen wurden an folgenden Lokalitäten gefunden: am Weg Sedrun-Cavorgia zwischen der Brücke über den Nalpserrhein und Cavorgia (ca. 200 m nach der Brücke); an der Oberalpstrasse bei der Strassenkehre westlich Plaun Miez (direkt nördlich des auf der Kartenskizze eingetragenen Grünschiefers); im Val Ruinatsch am rechten Hang des Tobels auf einer Höhe von ca. 2080 m, und noch an einigen andern Orten.

Die Lagerung ist bei allen mir bekannten Vorkommen eine konkordante; sie kann bei den stark verschieferten, gequetschten Gängen allerdings durch tektonische Prozesse aus einer primär diskordanten hervorgegangen sein.

Mikroskopische Beschreibung. Die Grundmasse der äusserst feinkörnigen Gesteine ($d = 0,01-0,06$ mm) ist auch bei den wenig schiefrigen, grauen Typen durchwegs unter Neubildung von Serizit umkristallisiert.

Ferner sind Quarz und Albit wichtige Gemengteile der Grundmasse. Den eruptiven Charakter der Gesteine beweisen in überzeugender Weise die in einigen Vorkommen (so im grauen Felsit nördlich Perdatsch) auftretenden kleinen (d 0,5—0,8 mm) eruptiv-reliktischen Quarzeinsprenglinge, die ausgezeichnet eigengestaltig (dipyramidaler Habitus) sind und mitunter typisch magmatische Resorptionserscheinungen zeigen. Sehr selten sind kleine idiomorphe Einsprenglinge eines serizitisierten, sauren Plagioklases. Die nur aus „Grundmasse“ bestehenden Typen sind denjenigen mit den sicher magmatischen kleinen Porphy Quarzen im übrigen in jeder Beziehung analog, sodass auch für diese Gesteine auf eine gleiche Genese geschlossen werden darf. Der eigentlich auch als Einsprengling zu bezeichnende stenglige Turmalin besitzt keine gute kristallographische Terminalbegrenzung und franst an den Enden öfters aus. Für die mehr isometrische Ausbildung ist u. d. M. ein siebartig-skelettartiges Aussehen typisch (makroskopisch sind diese Turmaline als blauschwarze, unregelmässig gestaltete Flecken erkennbar). Der Pleochroismus ist ziemlich variabel; es wurden festgestellt: farblos zu hellgraublau, farblos zu violett, hellgraublau zu blauschwarz, farblos zu orangegelb mit blauem Kern. NGT können Pyrit (öfters scheinbar korrodiert, nicht selten mit hämatitisiertem Rand), kleine Magnetitoktaeder, Apatit und Calcit sein.

Die Struktur ist als blasto-mikroporphyrisch bis feinkörnig nemato-granoblastisch zu bezeichnen, die Textur ist meist gut schiefbrig.

Die Quarzporphyre gehören zum herzynischen Magmenzyklus und lagen vor der alpinen Gebirgsbildung als gewöhnliche Quarzporphyre (Typen α) und als felsitische, turmalinführende Quarzporphyre (Typen β) vor. Die Bezeichnung „Quarzporphyr“ soll nicht auf eine effusive Entstehung hindeuten; es handelt sich vermutlich um intrusive Gänge. Sie scheinen jünger als die Pegmatite zu sein, zum mindesten wurde nirgends ein die Quarzporphyre diskordant durchsetzender Pegmatit festgestellt.

g) DIE PEGMATITE, QUARZGÄNGE UND VERERZUNGEN

α) Pegmatite

Pegmatitische Gänge sind im TZM weit verbreitet und können lokal äusserst stark angereichert sein. Die intensivste Pegmatitdurchschwärmung wurde in folgenden Gebieten beobachtet: im Walde östlich der Alp Tgom (gut aufgeschlossen an dem vom Fahrweg Sedrun-Pardatsch da Vaccas¹¹⁾ abzweigenden Weg nach Pardatsch da Stiarls¹¹⁾; im Val Ruinatsch und in den östlich davon gelegenen Bachtobeln am breit ausladenden Nordhang des Piz di Maler). In den Vorkommen des Val Nalps wird 30—40 % des Anstehenden einer Fläche von 400 m Länge und ca. 150 m Breite von pegmatitischem Gestein gebildet. Es liegt demnach eine ganz ungewöhnliche Anrei-

¹¹⁾ Lokalitäten siehe Kartenskizze 1:25 000.

cherung dieser Gesteine vor, wie sie in den Schweizer Alpen nicht allzu häufig ist. Die Pegmatite treten nirgends stockartig auf; auch in den pegmatitreichsten Gebieten handelt es sich um eine netzartige Durchschwärmung von sich aufspaltenden und verflechtenden Gängen, wobei allerdings stellenweise die Gneise nur noch in Schollenform übrig bleiben.

Die Lagerungsform wechselt von schwach diskordant zu konkordant. Sekundäre Verschieferung, eine Folge alpiner Dislokationsmetamorphose, ist verbreitet und in den die Paraschiefer durchsetzenden Gängen immer anzutreffen.

Sichere Kontakterscheinungen an den Gneisen und Schiefnern wurden nicht konstatiert, was bei der Intensität der Durchschwärmung einigermassen überrascht.

Mineralbestand: Trotz intensivem Suchen konnte kein selteneres Pegmatitmineral gefunden werden. Im Gegensatz zum GM ist Turmalin äusserst selten; einzig Granat kommt hie und da vor. HGT sind nur 4 Mineralien: Quarz, Na-Kaliumfeldspat, Albit bis Oligoklas und Muskowit. Der quantitative Mineralbestand dagegen ist recht variabel, so kann Na-Kaliumfeldspat ganz fehlen oder bis $\frac{3}{4}$ des Gesteins aufbauen. Tabelle XI gibt die quantitativen Mineralbestände für 5 Pegmatite, die alle aus den Vorkommen des Val Naps stammen.

Tab. XI.

Albitoligoklas	40	60	10	50	45	Vol.-%
Na-Kaliumfeldspat	20	10	70	—	15	„
(+ Schachbrettalbit)						
Quarz	35	30	15	30	30	„
Muskowit	5	—	5	20	10	„

Die 3—4 cm grossen Na-Kaliumfeldspäte sind (wie in den Pegmatiten des GM) häufig, aber nicht immer, graublau gefärbt, während die Plagioklase nie diese Färbung besitzen, sondern meist rein weiss oder schwach grünlich sind. Die Muskowitpakete können im Basisschnitt eine Grösse von 5 cm erreichen.

U. d. M. lässt sich der Na-Kaliumfeldspat in den meisten Fällen als Mikroklinperthit bestimmen. Immer vorhanden ist eine eigenartige Bestäubung mit kleinsten Einschlüssen (z. T. Flüssigkeitseinschlüsse); die hie und da vorkommende blaugraue Farbe beruht auf einer besonderen Art und Verteilung der Einschlüsse. In kataklastischen Rissen bilden sich Gängchen aus Quarz, Serizit, Calcit und Albit oder Serizit allein. Als weitere Einschlüsse treten \pm idiomorphe Plagioklase und in den Pegmatiten mit schriftgranitischem Gefüge auch Quarz auf. Bei zunehmender Verschieferung (alpine Überprägung) wurde eine Albitisierung (Schachbrettalbit) der Mikrokline beobachtet, die in vielen Fällen von den Albit-Perthit-Spindeln ausgeht.

Der **Plagioklas** ist immer Albit bis Oligoklas (heute meist als Albit mit 0—8 % An vorliegend). Als Füllungsmineral tritt vorwiegend oder ausschliesslich Serizit auf. Neben den serizitisierten Plagioklasen findet man in alpin stark überprägten Typen auch frischen, feinkörnig-granoblastischen Albit. Die postkristalline mechanische Beanspruchung äussert sich manchmal auch in einer prachtvollen Verbiegung (bis 10°) der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Am Kontakt von Mikroklin- und Plagioklaskörnern legt sich um die serizitisierten Plagioklase häufig ein Rand von frischem, unverzwilligtem Albit. Myrmekit wurde in einzelnen Schliffen beobachtet; selbst dann kann sich noch zwischen Myrmekit und Na-Kaliumfeldspat der frische unverzwilligte Albitsaum als jüngste Bildung einschalten. Das Auftreten von Myrmekit-quarzen in den buchtig in die Mikrokline eingreifenden serizitisierten Plagioklasen lässt vermuten, dass trotz des Fehlens eines typischen Ca-Minerals in der Füllung der Plagioklase, diese einen nicht unbeträchtlichen Ca-Gehalt aufgewiesen haben. In schriftgranitischen Pegmatittypen bilden Plagioklas und Quarz schriftgranitische Gefüge; auch in den übrigen Typen sind Einschlüsse von Quarz in Plagioklas häufig. **Quarz** ist dasjenige Mineral der Pegmatite, das am stärksten auf die alpine Überprägung reagiert hat, wie die undulöse Auslöschung, starke Kataklase und häufig granoblastische Rekristallisation dartun. Der \pm idiomorphe **Muskowit** zeigt im allgemeinen keine Besonderheiten; in einem Schliff erweckt er durch seine skelettartige, wie zerfressene Ausbildung den Eindruck, von Quarz verdrängt worden zu sein.

NGT sind Calcit, wenig fein verteiltes Erz, einzelne grössere Pyritwürfel (d bis 2 mm), Chlorit, Granat (gut idiomorph), Apatit, Zirkon, Limonit-Goethit und Serizit. Der letztere wird besonders bei stärkerer Verschieferung wichtig; er tritt dann strahlenartig auf.

Die **Struktur** der alpin wenig veränderten Typen ist hypidiomorph-körnig mit Übergängen zu panxenomorph und schriftgranitisch, die **Textur** ist massig. In alpin verschieferten Typen kommen granoblastische Quarzpflaster vor und die Textur wird schiefbrig.

Zum **Alter der Pegmatite**. Sie sind sicher vor der alpinen Gebirgsbildung entstanden. Der Annahme, dass es sich grösstenteils um zum herzynischen Magmenzyklus gehörige Bildungen handelt, steht auf alle Fälle nichts entgegen. Bemerkenswert ist angesichts des grossen Pegmatitreichtums das Fehlen von Graniten und Orthogneisen im TZM; es werden in den heute nicht aufgeschlossenen Teilen des Zwischenmassivs in grösseren Tiefen granitische Gesteine zu erwarten sein, die mit den Pegmatitgängen in enger genetischer Beziehung stehen.

β) Quarzgänge und Vererzungen

Bedeutend häufiger als im GM sind mächtige (bis 3 m breite) konkordante Quarzgänge. Besonders zahlreich sind sie in Gegenden stärkerer tektonischer Störungen, so z. B. in der Nähe des Kontakts des TZM mit der UGM (siehe Teil 2). Für manche von diesen

Gängen ist eine im wesentlichen lateralsekretionäre Entstehung, in enger genetischer Beziehung zur Bildung der Kluftminerallagerstätten, die plausibelste Annahme. Jedoch sei bemerkt, dass mächtigere Quarzgänge im allgemeinen, wie die „Strahler“ des Tavetschertales wissen, keine günstigen Anzeichen für mineralreiche Klüfte sind.

Erzführende, ältere (?herzynische) Quarzgänge. Die an Menge allerdings unbedeutenden Erzminerale dieser Gänge sind: Bleiglanz, Pyrrhotin (mit Kupferkies- und Magnetiteinschlüssen), Pyrit und Gold.

Kleinste Flitterchen von Gold wurden von dem Sedruner Kristallsucher AMBR. CAVENG in einem Quarzgang wenige Meter unterhalb des Weges von Sedrun nach Cavorgia, ca. 170 m vor der Brücke über den Vorderrhein, entdeckt (Koord. des Fundortes: 702,62 170,36). Ein schöner Pyrrhotingang mit relativ reichlicher Erzführung befindet sich am rechten Ufer des Nalpser Rheins, südlich des Brückleins des Fahrweges Sedrun-Perdatsch (siehe petrographische Kartenskizze 1:25 000). Es ist möglich, dass der im Mineralienbuch ((68), S. 178) erwähnte alte Stollen auf Palas dal Tgom (mit der eingemeisselten Jahreszahl 1679) auf der Suche nach solchen erzführenden Gängen angelegt worden ist, allerdings ohne Erfolg, denn weder im Schutt unterhalb des Stollens noch in diesem selbst sind Spuren von Erz vorhanden.

Die Vererzungserscheinungen in der Medelserschlucht unterhalb Curaglia hat FRIEDLAENDER (26) eingehend beschrieben. Neben schmalen Pyrit-Quarz-Turmalingängchen und Bleiglanz-Pyrit-Sideritgängchen erwähnt dieser Autor Arsenkiesvererzungen in Serizit-schiefer. Eine ähnliche Vererzung fand ich im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes in einem quarzitischem Gestein im Val Surplits (siehe Kartenskizze 1:25 000). Der nur undeutliche idiomorphe (bis 1½ mm grosse) Misspickel ist von einem schmalen Rande eines Zersetzungsproduktes umgeben. Wie aus dem Verhalten im Glühröhrchen (Abgabe von Wasser und Schwefel) hervorgeht, handelt es sich hierbei um ein wasserhaltiges Sulfat.

Ebenfalls innerhalb des Altkristallins des TZM liegen die von FRIEDLAENDER (26) beschriebenen Erzlagerstätten der Alp Nadèls (metamorphe Erzgänge mit hellgelber Zinkblende und Bleiglanz in Gangart von Quarz und Karbonat) und von Darvela (Karbonat-Pyrrhotingänge).

Die gleichen Erzminerale treten in geringen Mengen auch in den alpinen Mineralklüften des TZM auf (Bleiglanz, Zink-

blende, Pyrrhotin, Pyrit und Gold, dazu noch Antimonit). Da alle Erzgänge des TZM, wie FRIEDLAENDER (26) mehrfach ausführt, alpin metamorphosiert (gepresst und umkristallisiert) wurden, bietet es keine Schwierigkeiten, die Erzminerale der Klüfte auf bei der Rekristallisation der Erzgänge sich bildende Lösungen zurückzuführen. Keinesfalls ist anzunehmen, dass die primär-magmatische Erzzufuhr mit der Bildung der Kluftminerale gleichzeitig war. Die Vererzung selbst ist genetisch mit dem herzynischen Magmenzyklus in Beziehung zu setzen.

Für die mächtigeren Quarzgänge mit nur geringfügiger Erzführung (etwas Bleiglanz und Gold) muss daher oft an eine komplexe Entstehung gedacht werden. Ältere Quarz- und Quarzerzgänge sind während der alpinen Faltung neu belebt worden; zu dem ältern Quarz gesellte sich lateralsekretionärer der Kluftbildungen.

II. Der altkristalline Kern des Tavetscher Zwischenmassivs als Ganzes

a) DER GESTEINSINHALT

Paragneise und Paraschiefer sind die Hauptgesteine des TZM. Sie besitzen, als Serie gesehen, gegenüber der Hauptmasse der Paragesteine des GM typische und unverkennbare Eigenheiten. So ist die voralpine Metamorphose der Gneise in eine weniger tiefe Zone (Meso- bis Epizone) als diejenige der meisten gotthardmassivischen Gneise (Meso- bis Katazone) einzuordnen; sie ist durch die Phyllosilikat-Paragenese „grobblättriger, phengitartiger Muskowit, Chlorit und Biotit“ gekennzeichnet. Die Struktur der Gneise ist eine mehr hornfelsartige, nur selten straff kristallisationsschiefrige. Dies deutet auf eine geringere Beteiligung von Bewegungsvorgängen an der voralpinen, vermutlich herzynischen Metamorphose hin. Die Paraschiefer sind zur Hauptsache alpin epizonal geprägt, mit Serizit, Chlorit, Quarz, Karbonat und saurem Plagioklas als HGT. Für einen Teil der Schiefer steht diaphthoritische Natur fest; sie sind aus Paragneisen hervorgegangen. Injektions- und Mischgesteine treten stark zurück, Orthogneise fehlen. Ausgesprochen reich dagegen ist das TZM an Pegmatitgängen, die lokal in ausserordentlichem Masse angereichert sein können. Sie lassen die Existenz eines granitischen Kerns in der Tiefe vermuten. Typisch und weder im GM noch im AM bekannt sind die herzynischen, felsitischen Quarzporphyre mit Turmalinführung. Mit ihnen in Beziehung steht vermutlich die Turmalinführung der Paragneise und Paraschiefer. Ferner enthält das Altkristallin des TZM zahlreiche Talk-Serpentinlinsen und Strahlstein-

schieferlinsen, die epimetamorphen, ultrabasischen Eruptivgesteinen herzynischen Alters entsprechen.

Technisches Verhalten der Gesteine des TZM. Bei Tunnel- und Stollenbau bieten der starke Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit auf kurze Distanz und die häufige Einschaltung von mylonitischen Verschieferungszonen oft grössere Schwierigkeiten. Für die Verwendung als Mauersteine usf. fehlen im TZM brauchbare Gesteine fast vollkommen. Die starke Zerklüftung, das unregelmässige Brechen, der starke Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit von dm zu dm und die häufigen Übergänge zu mylonitischen Schiefern sind die Hauptgründe dafür. Aus dem Talgrund des Tavetschs kommen für den genannten Zweck daher nur Moränenblöcke (vor allem von Eruptivgesteinen des AM) in Frage.

b) AUSMASS UND VERTEILUNG DER ALPINEN METAMORPHOSE

Analog den Verhältnissen im GM nimmt die Intensität der alpinen Metamorphose (in destruktiver wie in konstruktiver Hinsicht) nach Osten zu und erreicht im Querschnitt des Val Medels ein Maximum. Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes fällt gegenüber dem angrenzenden GM die grosse Zahl von schmalen, mylonitischen Verschieferungszonen auf. Im Ganzen gesehen, hat die alpine Metamorphose auf die Gesteine des TZM etwas stärker als auf diejenigen des GM eingewirkt. (Fehlen von unzersetzten Plagioklasen in TZM-Gneisen und Amphiboliten; prasinitische Struktur der Amphibolite; grosser Reichtum an Verschieferungszonen auch im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes).

Die alpine Metamorphose in den Gesteinen des TZM ist (wie im GM) im wesentlichen eine epizonale mit Serizit, Chlorit, Albit, Quarz, Karbonat, Klinozoisit-Epidot und Zoisit als alpin entstandenen Mineralien.

c) TEKTONIK DES WESTLICHEN TAVETSCHER ZWISCHENMASSIVS

Steiles Südfallen (50—90°) herrscht vor, der grösste Teil des TZM passt sich dem Nordflügel des GM-Fächers an. Lokal findet man im nördlichen Teil auch Nordfallen der Schichten in Anpassung an ebenfalls nur lokales Nordfallen der Schichten des südlichen AM, das an den hier in Frage kommenden Querprofilen keinen eigentlichen Fächerbau mehr besitzt. Sowohl die Kontaktflächen vom TZM zum GM (resp. zur dazwischen geschalteten UGM) als auch vom TZM zum AM fallen im allgemeinen nach Süden ein, immerhin ist das Einfallen am Südrand des AM etwas steiler und geht, wie erwähnt,

lokal in Nordfallen über¹²⁾. Die Schichten des TZM konvergieren also schwach nach oben und divergieren nach der Tiefe hin.

Das Streichen ist mancherorts anomal, so an der Oberalpstrasse unterhalb der Passhöhe, wo NW—SE Streichen vorkommt, und an manchen Stellen im Nordhang des Piz di Maler. Lokal sind auch eigentliche Verfaltungen der Gneise zu bemerken, wie sie im Altkristallin des GM nirgends auftreten. Der heutige Bau des TZM scheint fast ausschliesslich eine Folge alpin-tektonischer Prozesse zu sein; die zahlreichen Verschiebungszonen deuten auf eine starke Verschuppung hin.

C. DAS ALTKRISTALLIN AM SÜDRAND DES AARMASSIVS UND DIE FRAGE DER ABGRENZUNG DES TAVETSCHER ZWISCHENMASSIVS VOM AARMASSIV

Westlich des Val Strem wurden die Untersuchungen am Grenzgebiet AM-TZM zusammen mit WALTER HUBER durchgeführt, der im südlichen AM vom Reusstal bis Val Acletta mit petrographisch-mineralogischen Arbeiten beschäftigt ist, deren Resultate demnächst veröffentlicht werden. Wo im folgenden von „wir“ die Rede ist, wird an diese Zusammenarbeit erinnert. Im östlichen Teil des Grenzgebietes (östlich Val Strem, Druntobel-Plaun grondgebiet) führte ich die notwendigen Untersuchungen allein durch, wobei ich mich z. T. auf die Ergebnisse von NIEDERER (55) stützen konnte.

Auf die vollständige Darstellung der Ergebnisse der mikroskopischen Studien wurde vorläufig verzichtet, da eine solche zufolge der ausserordentlich mannigfaltigen petrographischen Verhältnisse am Südrand des AM den Rahmen dieser Arbeit übersteigen würde. Die eingehende mikroskopische Beschreibung der Gesteine des Grenzgebietes westlich des Val Strem soll der demnächst erscheinenden Arbeit von W. HUBER vorbehalten bleiben; die petrographischen Studien im Plaun grond-Druntobelgebiet werden von mir (als Ergänzungen zu den Untersuchungen von J. NIEDERER (55)) später veröffentlicht werden.

Im vorliegenden Abschnitt wird nur eine vorläufige Darstellung der geologisch-petrographischen Verhältnisse gegeben, ohne auf petrographische Einzelheiten einzugehen.

Östlich Disentis liegt zwischen dem TZM und dem AM die DM,

¹²⁾ Als nur sekundär (Hakenwurf bis Sackung) ist die Stellung der Schichten der südlichen Grenzzone des AM in den Hängen zwischen Sedrun und Disentis (20—40° N-Fallen) zu bewerten (s. S. 290).

die sicherlich Verrucano, Trias und Jura enthält, jedoch nach WEBER (VII, Profile) von dem TZM durch eine Schubfläche getrennt sein soll. Da Verrucano auch südlich des Mesozoikums angetroffen wird, könnte letzteres bedeuten, dass die DM im Grunde genommen, tektonisch gesprochen, eine Doppelmulde ist.

Westlich Disentis sind bislang keine mesozoischen oder permokarbonischen Gesteine bekannt geworden, die als Fortsetzung dieser alpinen Disentiser Mulde (siehe 2. Teil, Abschnitt C) im untersuchten Gebiet die Abgrenzung des TZM vom AM eindeutig festlegen würden. Auch unsere Feldaufnahmen führten zu keinen sicheren Funden von Mesozoikum oder nachgranitischem Permokarbon. Über einige Gesteine, die unter Umständen als Trias oder Permokarbon gedeutet werden könnten, soll im Nachstehenden noch berichtet werden, doch darf diesen sehr unsicheren Funden keine Bedeutung zugemessen werden. Es stellte sich daher die Frage, ob das TZM östlich Disentis (unter Wegfall der DM) mit dem AM verschmilzt und dort schon primär (voralpin) mit diesem verbunden gewesen ist, oder ob das TZM vom AM bis zu seinem Verschwinden westlich der Oberalppasshöhe getrennt bleibt, d.h. schon voralpin eine gewisse Selbständigkeit besass. Das Fehlen einer mesozoischen Trennungsmulde ist selbstredend kein Beweis gegen die letztere Alternative, da eine restlose Abscherung des ursprünglichen Sedimentmantels bei der Bildung der helvetischen Decken möglich ist. Es sind dann immer noch verschiedene Möglichkeiten diskutierbar: a) Die DM könnte zu einer einzigen Schubfläche verkümmern oder b), sofern sie wirklich komplex gebaut ist, ihre Fortsetzung in verschiedenen Schubfetzen des Altkristallins des AM, eventuell des TZM, finden. Es ist aber c) auch denkbar, dass sie im Westen durch verschiedene neue Schubflächen abgelöst wird, die sich mit den Verhältnissen östlich Disentis gar nicht parallelisieren lassen.

Die genauere Untersuchung des Altkristallins des TZM hat zum Ergebnis geführt (S. 170), dass sich dieses als Serie vom Altkristallin des GM deutlich unterscheidet. Es muss nun die Frage näher erörtert werden, ob das Altkristallin des TZM auch gegenüber demjenigen des AM typische Unterschiede aufweist, die beim Fehlen mesozoischer Gesteine natürlich für eine Abgrenzung der beiden Massive von Bedeutung sein müssten. Hierbei wird man von den Verhältnissen östlich Disentis ausgehen, weil dort das TZM durch die mesozoische Disentiser Mulde völlig getrennt ist. Nach der Übersichtsskizze von HUGI (in (29), Fasc. II, Tafel III) schliesst nördlich Disentis als südlichste Zone des AM die sogenannte „südliche Granit-

gneis- und Mischzone“ an das Mesozoikum der Disentiser Mulde. Diese Zone lässt sich bei wechselnder Breite dem ganzen Südrand des AM nach verfolgen. Ein erstes Hauptmerkmal ihrer Gesteinsserien ist die grosse petrographische Mannigfaltigkeit, ein zweites Hauptcharakteristikum stellt die starke alpine Verschieferung und Mylonitisierung dar, die einen Grossteil der Gesteine erfasst hat. Zu dieser Zone gehören die „südlichen Gneise“ NIEDERER's (55) und die Urserengneise KOENIGSBERGERS (IV). Die letztere Bezeichnung wurde jedoch von anderen Autoren auch auf Gesteine der UGM (nachgranitisches Permokarbon) angewandt und sollte daher vermieden werden. Die oft stark verschieferten und mylonitischen Gesteine sind in genetischer Hinsicht verschieden gedeutet worden. KOENIGSBERGER (IV) hielt sie zur Hauptsache für Paragesteine; neuere Untersuchungen ergaben jedoch, dass ganz überwiegend Eruptivgesteine (Granite, Granodiorite, Quarzporphyre, Diorite und mannigfache Gänge) vorliegen, die allerdings z. T. sehr stark verschiefert sind und nicht immer leicht als solche erkannt werden können (NIEDERER (55), Karte von F. WEBER (VII), FEHR (IX), W. HUBER (noch unveröffentlichte Resultate) und eigene Untersuchungen). Weit verbreitet sind komplexe Eruptiv-Schollenzonen (Schollen von Diorit in Granit usf.), die zu einem Teil den oft starken Gesteinswechsel auf kurze Distanz bedingen. Die Eruptivgesteine der „südlichen Granitgneis- und Mischzone“ sind gegenüber denjenigen des zentralen AM, die eine deutliche Tendenz zur Kalireihe (Syenite, Granite mit hohem k und niedrigem c) aufweisen, durch das Auftreten von Granodioriten (Hornblendegranit und Granodiorit von F. WEBER (VII)), also typischen Gesteinen rein pazifischer Provinzen (wie z. B. Gotthardmassiv) gekennzeichnet. Eine nicht unwichtige Rolle spielen stellenweise Injektionsgneise (J. JAKOB (44), Oberwallis). Wo sichere Paragesteine auftreten (z. B. östlich Disentis, Karte von F. WEBER (VII)), sind sie meist von denjenigen des TZM deutlich verschieden. Sie zeigen häufig eine starke kontaktliche Beeinflussung (Biotithornfelsgneise, Chiasolithhornfelse, Cordierit- und Anthophyllithhornfelse kommen vor); die im TZM so typischen Muskowitgneise fehlen.

Es geht aus diesen summarischen Angaben hervor, dass auf Grund der lithologischen Verschiedenheiten eine Abtrennung des TZM vom AM auch dort möglich sein sollte, wo trennendes Mesozoikum fehlt, falls tatsächlich das TZM tektonisch vom AM getrennt bleibt und nicht mit diesem „verschmilzt“.

Stark erschwert wurden die Untersuchungen im Grenzgebiet

AM-TZM zwischen Disentis und Oberalppasshöhe durch die geringe Zahl von Aufschlüssen, die nicht selten an den entscheidenden Stellen zu fehlen pflegen, weil dort das Anstehende durch Schuttkegel (Sedruner- und Disentiser Schuttfächersysteme) oder Moränen (Cuolm Val) überdeckt ist.

I. Grenzgebiet Aarmassiv — Tavetscher Zwischenmassiv von Disentis bis Val Strem

Beim Kloster Disentis folgt nördlich auf das Mesozoikum eine Zone von schiefrigen Grüngesteinen (verschiefterte feinkörnige Diorite), die als Ausläufer des Ruseindioritstocks zu deuten sind. Das auf der Kartenskizze von NIEDERER (XII) angegebene Hineinstreichen von TZM-Paragneisen nördlich von Disentis (die damit auch nördlich des Mesozoikums hineinziehen würden) existiert nicht und beruht wahrscheinlich auf einem Irrtum bei der Benutzung der Karte von F. WEBER (VII). Dieser Autor gibt nämlich nördlich der Oberalpstrasse bei Disentis eine schmale Zone von Paragneisen an, die er jedoch eindeutig zum AM rechnet (Signatur P und nicht Ps). Meine eigenen Untersuchungen ergaben, dass es sich nicht um Paragesteine handelt, sondern um die Randzone des dioritischen Zuges, die durch das Auftreten von die „Grünschiefer“ durchsetzenden porphyrischen Dioritapliten und durch eine z. T. intensive pyritische Vererzung charakterisiert ist. Die letztere (die übrigens auch an den Gesteinen festzustellen ist, aus denen die radioaktive Quelle von Disentis im Val S. Placi entspringt) bedingt die rostige Verwitterung, die vermutlich neben der starken Verschieferung zur Diagnose „Paragneis“ geführt hat. Der Grünschieferzug (Chlorit-Epidot-Albit-Strahlsteinschiefer) mit schiefrigen Dioritporphyriten, porphyrischen Dioritapliten, quarzporphyrischen Gesteinen (nördlich Segnes) und wenigen Pegmatiten lässt sich bis etwas westlich Segnes verfolgen. Die Gesteine des TZM und eine eventuelle Fortsetzung der Disentiser Mulde sind durch die Schuttkegel der Seitentäler verdeckt.

Westlich Segnes schiebt sich ganz unvermittelt ein waldiger Hügel, der Plaun grond, weit ins Vorderrheintal vor. Schon morphologisch ist dieses den Vorderrhein nach Süden abdrängende Vorpellen des Nordhangs des Rheintals eine auffällige Erscheinung; ebenso eigenartig sind aber die geologischen Verhältnisse. P. NIGGLI (57) hatte festgestellt, dass der Plaun grond von einem recht einheitlichen, zum Teil ausgezeichnet massigen Granodiorit (von ihm anfänglich als Granit bezeichnet), dem Bugnei-Granodiorit aufgebaut wird. Er rechnete ihn (wie aus der Kartenskizze in (29), Fasc. II,

Tafel IV hervorgeht) zum Tavetscher Zwischenmassiv, während NIEDERER (55) ihn zum AM schlug und die Grenze AM zu TZM bei Sumpraus nach Süden umbiegen liess. Eigene, eingehende Untersuchungen der Plaun grond-Gegend führten mich zu einer mit NIEDERER übereinstimmenden Auffassung. Die Gründe hiefür sind folgende:

1. Sichere Paragneise und Paraschiefer des TZM biegen westlich und nördlich Mompé Tavetsch eindeutig nach Süden um. Ein Hineinstreichen in die Gegend nördlich des Plaun grond konnte nicht beobachtet werden. Nirgends wurde nördlich des „Bugnei-Granodiorits“ ein Gestein gefunden, das eine auch nur entfernte Ähnlichkeit mit einem typischen Vertreter des TZM (z. B. Muskowitparagneise) aufgewiesen hätte.

2. Die Gesteine des TZM werden bei Annäherung an den Bugneigranodiorit stark verschiefert (z. B. am ersten Aufschluss von TZM-Gneisen nach dem Bugneigranodiorit am Weg Bugnei-Mompé Tavetsch ob der Bahn gut zu sehen). Der direkte Kontakt ist leider nicht aufgeschlossen, doch spricht die erwähnte Tatsache für einen sekundären tektonischen Kontakt.

3. Der Bugnei-Granodiorit stimmt makroskopisch und mikroskopisch mit Granodioriten östlich Disentis, die sicher zum AM gehören, weitgehend überein. In seinen verschiedenen Abarten ist er in nichts von den gewöhnlichen südlichen Gneisen verschieden, die in dieser Gegend (östlich des Val Strem) ganz allgemein in den südlichsten Partien eine granodioritische Tendenz besitzen, während sie nach Norden quarzreicher und Na-Kaliumfeldspatreicher werden. Der Bugneigranodiorit ist nur eine massig gebliebene Ausbildung desjenigen Teils der „südlichen Gneise“, die als verschieferte Granodiorite interpretiert werden müssen. Seine Abgrenzung gegen diese ist daher eine durchaus unscharfe; es sind alle Übergänge von massigen zu schiefrigen Typen vorhanden. Die Mylonitisierung eines Granits lässt sich in allen Übergangsstadien ausgezeichnet studieren. Die Veröffentlichung der Ergebnisse von mikroskopischen Studien in dieser Richtung ist für später in Aussicht genommen worden. Auf der Kartenskizze 1:25 000 wurden mit der Signatur Bugnei-Granodiorit diese massigeren Partien bezeichnet.

Für die massigeren Typen des Bugnei-Granodiorits seien hier noch in bezug auf das mikroskopische Bild einige Ergänzungen zu den Angaben NIEDERERS (55) mitgeteilt.

U. d. M. ist die Ähnlichkeit mit dem Medelsergranit des GM, der ja auch stellenweise als Granodiorit bezeichnet werden muss, auffallend. Die grossen rechteckigen Na-Kaliumfeldspäte zeigen identische Erscheinungen, wie sie von

H. M. HUBER (41) aus dem Medelsergranit beschrieben wurden: sie besitzen Einschlüsse von idiomorphen, zoisitisierten und serizitisierten Plagioklasen, die oft von einem klaren und unverzwilligten Albitrand umgeben sind (siehe Dünnschliffphoto Taf. I, Fig. 1). Schachbrettalbitisierungen der Na-Kaliumfeldspäte sind weit verbreitet und prachtvoll ausgebildet (Dünnschliffphoto Taf. I, Fig. 2). Die Füllung der Plagioklase ist reich an Zoisit, was einen bedeutenden An-Gehalt des ursprünglichen Plagioklases vermuten lässt. Schon makroskopisch auffallend sind oft grössere Titanite (z. B. im Val Bugnei auf der linken Talseite ob der Eisenbahnbrücke). Fast in jedem Schliff vorhanden sind braune Orthite, die eine respektable Grösse erreichen können. So fand ich ein verzwilligtes Individuum von 1,5 mm Länge und 0,24 mm Breite. Hornblende kann stellenweise auch HGT sein.

Ein Mittel aus Integrationstischvermessungen von 3 Schliffen ergab folgenden mittleren quantitativen Mineralbestand:

Na-Kaliumfeldspat	17 Vol.-%
Plagioklas	42 „
Quarz	32 „
Biotit $\frac{1}{2}$ NGT	9 „

Plagioklas überwiegt demnach Na-Kaliumfeldspat weit an Menge; es handelt sich in der Tat um einen Granodiorit. Dafür spricht auch der Chemismus, der durch drei Analysen ((60) III, 14 und 15 und (74) II, 282) mit folgenden Molekularwerten belegt ist:

Tab. XII.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	p	ti
III, 14	282	39	22	16	23	.43	.42	.51	1.8
III, 15	300	38.5	20	13	28.5	.44	.41	—	1.3
II, 282	275	32	28.5	13.5	26	.39	.30	.3	2.1
III, 14 „Bugneigranit“, Val Bugnei									
III, 15 „Bugneigranit“, gneisig, Val Bugnei									
II, 282 „Bugneigranit“, Bergsturz unterhalb Bostg									

Die Daten für das massige Gestein (III, 14) entsprechen denen von typischen Granodioriten (normalgranodioritischer Chemismus nach den Bestimmungstabellen von P. NIGGLI (64)). Die zweite Analyse kann mit dem adamellitischen Magmentyp verglichen werden. Analyse II, 282, deren Gestein aus Bergsturzmateriale stammt, hat normalgranitischen Chemismus; es scheint sich um eine etwas kaliumfeldspatreichere Varietät zu handeln.

Äusserst komplex sind die Verhältnisse im Gebiet des Druntobels und des oberen Drun Bugnei. Im Bett des unteren Teils des Drunbachs direkt nördlich Sedrun (bei Gonda und südlich sowie östlich Valtgèva), wo sich der Bach in den alten Schuttkegel eingeschnitten hat, findet man Aufschlüsse in äusserst stark verschieferten und mylonitisierten gneisartigen Gesteinen. Zum Teil sind diese, auf Grund reliktscher grosser Na-Kaliumfeldspäte, noch als ehemalige Eruptivgesteine erkenntlich, z. T. kann jedoch über ihre Herkunft nichts Genaueres mehr gesagt werden. Immerhin sind nirgends Anhaltspunkte dafür vorhanden, dass unter den stark verschieferten Ge-

steinen auch Paragneise vom Typus der TZM-Gneise vorliegen, da keine Relikte von solchen auftreten. An einzelnen Stellen ist eine Injektionsbänderung zu konstatieren; auch grössere (oft pyritführende) Aplitgänge und Stöcke kommen vor. Die Mylonitisierung kann bis zur Bildung einer tonigen, plastischen Masse fortschreiten. Die Zone mit den intensiven Mylonitisierungserscheinungen reicht im Bett des Drunbachs von Gonda bis zum Südrand des mineralkluftreichen Amphibolitstocks nordöstlich Valtgèva. Frische Anrisse, sowie Schutthäufungen dieser mylonitischen Gesteine zeigen eine blaue bis blaugrüne, typische Färbung.

Wir müssen in diesem Gebiet eine tektonische Störungszone ersten Ranges (mit verschiedenen, einzelnen Mylonitzonen) vermuten. Dass ein Teil der Verschieferung sehr jung und in die letzten Stadien der alpinen Orogenese zu stellen ist, wird dadurch wahrscheinlich, dass einige alpine Mineralklüfte ebenfalls von der allgemeinen Mylonitisierung erfasst wurden. Der ehemalige Kluftinhalt liegt in ihnen nur noch als weisser (früher Quarzkristalle usw.) und grüner (Chlorit!) Brei vor.

Von einem grauen, stark schiefrigen mylonitischen Gneis aus dem Bett des Drunbaches südlich Valtgèva wurde von Herrn Prof. Dr. J. JAKOB eine Analyse durchgeführt, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei.

Tab. XIII.

Gewichtsprozent, Molekularwerte und Basis der Analyse G
(mylonitischer Gneis)

SiO ₂	65,09	si	274	Cp	0,6	
TiO ₂	0,59	al	38	Ru	0,4	
Al ₂ O ₃	15,43	fm	23	Kp	13,5	} L = 42,2
Fe ₂ O ₃	1,95	c	15	Ne	19,5	
FeO	1,96	alk	24	Cal	9,2	
MnO	0,03	k	0,41	Sp	0,5	} M = 8,0
MgO	1,55	mg	0,42	Fc	3,0	
CaO	3,31			Fa	2,4	
Na ₂ O	3,50	ti	2	Fs	2,1	
K ₂ O	3,69	p	0,5	Q	48,8	
+H ₂ O	2,30	co ₂	2		100,0	
-H ₂ O	0,00					
P ₂ O ₅	0,27			π	0,22	
CO ₂	0,40			γ	0,0	
	100,07			α	+8,3	
				w	0,47	

Magma: normalgranodioritisch mit Tendenz gegen adamellitisch

Fundort: südlich Valtgèva, Koord. 701,79/171,48. Analytiker: J. JAKOB.

Makroskopisch liegt ein graues, schiefriges Gestein mit wenigen weisslich-grauen, bis 5 mm breiten, langgestreckten Augen vor.

Der mikroskopische Befund lässt an der Blastomylonitnatur nicht zweifeln (siehe Dünnschliffphoto Taf. II, Fig. 3). Strähnen von Serizit, der oft mit feinschuppigem grünbraunem Biotit (zerfetzt-reliktisch, oder blastomylonitische Neubildung?) aggregiert ist, geben dem Dünnschliffbild das Gepräge. Quarz ist feinkörnig (0,07—0,15 mm) - granoblastisch rekristallisiert; auf die Kristallisation des Quarzes noch überdauernde Bewegungen deutet eine allerdings nur schwache undulöse Auslöschung der rekristallisierten Quarze. An vormylonitischen HGT sind nur einige grössere reliktische Plagioklase (d bis 1 mm) zu erkennen, die intensiv zoitisiert sind. Stellenweise sind nur noch langgestreckte Zoisitagglomerate vorhanden, die ebenfalls als primäre Plagioklase zu deuten sind. Die makroskopisch sichtbaren hellen Augen bestehen aus Serizit, Quarz und saurem Plagioklas, der stellenweise eine Tendenz zur Schachbrettausbildung zeigt. Es erscheint nicht ausgeschlossen, dass die Augen ehemalige Na-Kaliumfeldspäte (Schachbrettalbitisierung, Serizit-Quarzneubildung) repräsentieren. NGT sind grössere Epidote, Orthit, Apatit, Erz und Karbonat. Die Struktur ist blastomylonitisch, die Textur schiefzig und manchmal etwas lentikular.

Mikroskopischer und chemischer Befund machen es wahrscheinlich, dass ein verschiefertes Eruptivgestein, und zwar offenbar ein Granodiorit, vorliegt.

Der Vergleich der chemischen Daten mit denen des Bugnei-Granodiorits ergibt praktisch vollkommene Übereinstimmung, selbst in Bezug auf k, mg und ti, sodass kaum ein Zweifel darüber bestehen kann, dass diese Mylonitzone reichlich granodioritische Gesteine vom Typus Bugnei enthält.

Im Einzugsgebiet des Drun-Wildbaches, dem eigentlichen Druntobel, haben KOENIGSBERGER (IV) und, ihm folgend, NIEDERER (55) als Hauptgesteinsvorkommen eine mächtige (bis 800 m breite) Amphibolitmasse angegeben. Eigene Untersuchungen in dem recht unwirtlichen, steinschlaggefährlichen Druntobel (von ALB. HEIM (35), S. 115) als „entsetzliches Schluchtensystem“ apostrophiert) ergaben, dass die Amphibolite nur einen Bruchteil, ca. $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{6}$ des gesamten Anstehenden, ausmachen. Im unteren Teil des rezenten Anrisses streicht ein ungefähr 160—180 m breiter Amphibolitzug (ein ursprünglicher Diorit) durch, der von zahlreichen, bis 2 m breiten Aplitgängen durchschwärmt ist. Dieser Amphibolitzug ist das Muttergestein der berühmten Sphenklüfte des Druntobels. Nördlich davon überwiegen jedoch die Gneise (meist verschieferte Granite); Amphibolite kommen zwar noch vor, aber nur in Form von Schollen oder Linsen. Überhaupt sind im mittleren und oberen Druntobel eruptive Schollengesteine weit verbreitet. Dass es sich bei den gneisartigen Gesteinen mehrheitlich um verschieferte Eruptivgesteine handelt, wird durch mehrere reliktisch-massige Partien (vor allem

Granite) und durch mikroskopische Reliktstrukturen bewiesen. Im oberen Teil des Wildbachanrisses wird ein zum Teil stark verschieferter Biotitgranit von prächtigen Lamprophyrgängen und Dioritporphyriten durchsetzt. Bemerkenswert erscheint, dass schon PARKER (in (68), S. 169) auf Grund der Angaben von Tavetscher Strahlern über die Mineralführung der Kristallklüfte, die im oberen Teil des Druntobels zumeist titanitfrei sind, zum Schluss kam, dass neben Amphiboliten auch saurere Gesteine (Gneise) im Druntobel in grösseren Massen auftreten müssen. Die geologischen Verhältnisse im oberen Drun Bugnei sind denen im Druntobel sehr ähnlich. Auch hier findet man eine eruptive Schollenzone mit zahlreichen Gängen (Dioritporphyrite, Felsite, Lamprophyre und Aplite). In der Kartenskizze 1:25 000 sind, in schematischer Darstellung, lediglich einige der wichtigsten Gänge angegeben. Die Kartierung dieser komplexen Zone von Eruptivgesteinen müsste in einem Masstab 1:1000 durchgeführt werden. NIEDERER (55) erwähnt weder die grosse Mannigfaltigkeit noch die vielen Gänge.

Auch im Querschnitt des Druntobels ist der Kontakt AM zu TZM nicht aufgeschlossen: er ist verdeckt durch den Schuttkegel, auf dem Sedrun liegt. Alle Gesteine nördlich Sedrun, also die gesamte Serie des Drunbaches von Gonda bis zum obersten Teil des Anrisses gehören nach den lithologischen Befunden zum AM. Die ersten TZM-Gesteine findet man im Querschnitt Sedrun erst am Weg Sedrun-Cavorgia, vor dem Brücklein über den Vorderrhein. Indessen muss mit Nachdruck darauf hingewiesen werden, dass diese aarmassivischen Gesteine nördlich der typischen TZM-Gesteine, wie erwähnt, verschiedene Mylonitzonen enthalten, eine Schubfetzenbildung im südlichen AM somit vorhanden ist, über deren Ausmass und deren Beziehungen zum noch wenig bekannten internen Bau der DM östlich Disentis vorläufig nichts ausgesagt werden kann.

Ein wichtiges geologisches Phänomen darf hier nicht unerwähnt bleiben. Im oberen Druntobel, in den Hängen ob Sedrun, im Wald des Plaun grond und im Drun Bugnei-Gebiet findet man überall eine einheitliche, jedoch für das Zentralmassiv eigenartige Lagerung der Gesteine. Diese fallen bei einem Ost-West-Streichen ziemlich flach ($20-35^{\circ}$) nach Norden ein. Die nähere Untersuchung ergibt, dass es sich nicht um eine primäre Lagerungsform handelt. Die Gesteinsmassen sind stark zerrüttet und durch zahllose Klüfte in Bruchstücke aufgelöst; zum Teil liegen eigentliche Kakirite vor. Es muss sich um eine Hakenwurferscheinung grossen Stils handeln. Die hakenwurfartige Lagerung und Zerrüttung kann, nach ver-

schiedenen Beobachtungen zu schliessen, unter Umständen über 100 m ins Berginnere hineingreifen. Dass es sich jedoch nicht um eine eigentliche Sackung handelt, sondern um hakengeworfene Partien, die mit den normal (\pm senkrecht) stehenden Schichten noch in direktem Verbande stehen, kann recht gut im Gebiet des unteren Teil des Druntobelanrisses beobachtet werden. Ein junger Seitenanriss unter P. 1888 der Siegfriedkarte hat die hakengeworfene Serie quer zum Streichen des alten Berghanges (der vor der Erosion durch den Drunbach bestand) und quer zum Streichen der hakenwurfbedingten Lagerung angefahren. Im Bachbett des Drunbaches selbst fallen nun die gleichen Gesteine (Amphibolit und Gneis) noch ungefähr senkrecht ein, und die Umbiegung des grossen Amphibolit-zuges zur hakenwurfartigen Lagerung ist gut beobachtbar.

Durch den tiefgreifenden Hakenwurf wurden manche Kristallklüfte zerstört. Das Gebiet des oberen Druntobels, nördlich des zum Teil noch senkrecht stehenden Amphibolits (dessen Mineralklüfte eben darum noch recht gut erhalten sind) wäre sicherlich noch bedeutend reicher an schönen Kristallklüften, wenn die Kakiritisierung nicht erfolgt wäre.

Im Zusammenhang mit dem Hakenwurf und der diesen begleitenden Zerrüttung der Gesteinskörper steht das Auftreten der z. T. heute noch aktiven Wildbachanrisse und der mit ihnen in Verbindung stehenden Schuttfächer des Sedrunerbeckens (siehe S. 289, mit Kartenskizze der Hakenwurfserscheinungen).

II. Grenzgebiet Aarmassiv-Tavetscher Zwischenmassiv westlich Val Strem

Überraschenderweise stellen sich westlich des Val Strem, in der Fortsetzung des Streichens der zum AM gehörigen Gesteine des Drunbaches, plötzlich wieder, nördlich von Zarcuns, sichere TZM-Gesteine (typische Muskowitgneise) ein. Schon NIEDERER (55) hatte diese Tatsache konstatiert und betont, dass hier die Grenzlinie AM zu TZM nach Norden (von Osten her gesehen) zurückbiege, demnach in „leicht geschwungener Linie“ um den Plaun grond herumführe. Nirgends konnte jedoch parallel zum Umbiegen der Grenzlinie nach Norden in der Gegend von Sedrun ein entsprechendes Umbiegen im Streichen der Schichten festgestellt werden. Im Bett des Drunbaches nördlich Gionda verläuft das Streichen sogar NE-SW, während es bei einer Umbiegung NW-SE verlaufen sollte. Es scheint mir daher wahrscheinlicher, dass eine Verkeilung von AM und TZM vorliegt, wie sie in Fig. 1 (S. 67) schematisch dargestellt wurde.

Leider sind genauere Aussagen nicht möglich, da die entscheidenden Stellen auch hier durch Schuttbildungen überdeckt sind. Dass wir uns immerhin im Querschnitt Sedrun-Valtgèva sicher in einer Störungszone ersten Ranges befinden, wurde schon anlässlich der Beschreibung der starken mylonitischen Verschieferung erwähnt. Für eine Verkeilung sprach ferner ein allerdings nur temporär (Schuttrutschungen!) sichtbarer Aufschluss nördlich der Eisenbahnbrücke über den Strembach (siehe Kartenskizze), dessen Gesteine (stark mylonitischer Gneis, u. d. M. mit „Orthohabitus“ und Aplitgang) grosse Ähnlichkeit mit solchen aus dem Drunbach südlich Valtgèva aufwiesen.

Westlich dieser vermuteten Verkeilung (d. h. westlich der Linie Maisès-Zarcuns) sind keine grösseren tektonischen Komplikationen mehr zu finden. Es ergibt sich dort für die Grenzregion folgendes Bild:

Nördlich von typischen TZM-Gneisserien (Muskowitgneise, oft turmalinführend, Hornfelsgneise usf.) folgt eine stark verschieferte Zone (auf der Kartenskizze 1:25 000 Grenzzone genannt). Sie ist maximal ca. 350 m breit, meist jedoch ganz bedeutend schmäler. Die sehr schiefrigen, meist gneisartigen Gesteine sind nicht immer leicht zu diagnostizieren und eindeutig einem der beiden Massive zuzuordnen. Es treten jedoch einerseits unzweifelhafte typische Vertreter von TZM-Gesteinen auf (Granatamphibolite, Muskowitgneise), während andererseits einzelne mylonitische Gneise Ähnlichkeiten mit Gesteinen aus der südlichen Granitgneis- und Mischzone des AM besitzen. Nördlich dieser Grenzzone folgen, mit nur selten scharf erkennbarer Grenze, Gesteine, die ausschliesslich zum AM zu stellen sind (vorwiegend schiefrige Eruptivgesteine, Granite, Diorite, dann auch Injektionsgneise). Typische Vertreter von TZM-Gesteinen fehlen nördlich der Grenzzone vollkommen, ebenso wie südlich der Grenzzone keine typischen AM-Gesteine auftreten. Die Mylonitisierung in der Grenzzone kann, ähnlich wie in den Aufschlüssen am Drunbach nördlich Gonda, stellenweise, in schmalen Zonen, so weit gehen, dass nur noch ein plastischer „Ton“ angetroffen wird. Ähnliche Mylonitzüge kommen übrigens auch weiter südlich, im eigentlichen TZM, noch vereinzelt vor.

Es steht somit fest, dass westlich Sedrun die Grenzfläche zwischen TZM und AM eine Verschuppungszone ist, wobei sich an der Verschuppung vermutlich auch aarmassivische Gesteine beteiligen. Dass im übrigen auch ein einfacher tektonischer Kontakt AM/TZM nicht auf den Meter genau festzulegen wäre, wird leicht ver-

ständig, wenn man an die bei starker Verschieferung auftretenden Konvergenzerscheinungen im Aussehen der Gesteine denkt.

Am Nordrand der Grenzzone treten an wenigen Stellen Gesteine auf, die unter Umständen als Reste von Trias oder Permokarbon gedeutet werden könnten. Mit Sicherheit lässt sich dies nicht beweisen; immerhin scheint es bemerkenswert zu sein, dass fragliche Spuren dieser Art gerade da auftreten, wo auch aus anderen Gründen die Trennungslinie AM zu TZM gesucht werden muss.

So fand W. HUBER nordwestlich Zarcuns (südwestlich Maisès), am Weg Zarcuns-Milar, ein Vorkommen von Magnetitphylliten (siehe Kartenskizze). Nördlich davon stehen typische AM-Gneise (z. T. = verschieferte Granite) an. Die Magnetitphyllite sind solchen aus dem nachgranitischen Permokarbon der UGM nicht unähnlich, immerhin schliesst das Dünnschliffbild die Möglichkeit, dass es sich um einen diaphthoritischen Blastomylonit des Altkristallins handelt, nicht aus.

Vielleicht von Bedeutung ist die interessante Tatsache, dass südlich Maisès, ungefähr dort, wo nach unseren Aufnahmen das TZM an das AM grenzt (nicht weit von den erwähnten Magnetitphylliten entfernt), ein kleines Trockentälchen¹⁴⁾ von der Tavetscher Bevölkerung Val Caltgera genannt wird. Dieser Flurname deutet im rätoromanischen Sprachbereich im allgemeinen auf das Vorkommen von alten Kalköfen hin. Heute sind weder Reste eines Kalkofens noch Kalk- oder Dolomitaufschlüsse zu erkennen.

Nördlich Cuolm Val, am breiten Rücken, der gegen den Crispalt hinaufführt, fanden wir auf 2290 m (am Nordrand der Grenzzone) ein kleines Vorkommen eines Chlorit-Karbonatschiefers (auf der Kartenskizze 1:25 000 nicht besonders vermerkt). Das in bis 11½ cm breiten Lagen auftretende Karbonat wittert gelblich an und erinnert entfernt an gewisse stark gepresste triasische Gesteine aus der UGM (Quartenschiefer). Ähnliche Chloritschiefer, die aber karbonatarm sind, kommen auch anderswo (so im unteren Teil des Baches, der von der Fellilücke in den Oberalpsee fliesst) in der «Grenzzone» vor.

III. Zusammenfassung

Zusammenfassend kann über die Grenzverhältnisse TZM zu AM folgendes gesagt werden:

1. Trotz einer tektonischen Komplikation (Verkeilung) kann von Disentis bis zum Oberalpsee das TZM gut vom AM abgetrennt werden. Die Serien des südlichen AM unterscheiden sich deutlich von denjenigen des TZM und bleiben zur Hauptsache auch räumlich voneinander getrennt.

2. In der Grenzregion sind die Gesteine stark verschiefert, Mylonitzonen treten auf.

3. Aus 1. und 2. kann gefolgert werden, dass das TZM sich auch östlich Disentis nicht mit dem AM vereinigt, sondern auf seine ganze

¹⁴⁾ Das Tälchen verläuft von Koord. P. 171,18/700,83 nach 171,00/700,88.

Erstreckung hin als selbständiges tektonisches Element aufgefasst werden muss. Der Kontakt AM zu TZM ist ein tektonischer. Ist im Grossen gesehen eine Haupttrennungsfläche erkennbar, so ist diese im Kleinen doch komplex gebaut, wobei hinsichtlich der Beziehungen zur DM östlich Disentis nicht entschieden werden kann, ob Fall b) oder c) von Seite 173 vorliegt. Auch bleibt die Frage offen, wie sich zu diesem Schuppungssysteme weitere Mylonitzonen im AM verhalten, die nicht unwesentlich nördlich der Grenzzone AM/TZM auftreten.

2. Teil

Das nachgranitische Permokarbon und das Mesozoikum (Die alpinen Muldenzonen)

A. DIE URSEREN-GARVERA-MULDE; LITHOLOGIE, STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK

Die alpin eingefaltete, Mesozoikum und Permokarbon enthaltende UGM lässt sich ohne Unterbruch (wenigstens in Bezug auf das Permokarbon) von Schlans im Vorderrheintal über die Garvera, das Tavetsch, die Umbiegung am Pazzolastock, das Urserental, den Furkapass bis nach Ulrichen im Oberwallis verfolgen, was einer Länge von ca. 75 km entspricht. Im Osten trennt die UGM den altkristallinen Kern des GM von demjenigen des TZM, im Westen von demjenigen des AM. Es ist anzunehmen, dass auch westlich Ulrichen das GM vom AM getrennt bleibt und dass sich die UGM als Anschiebungsfläche von Altkristallin an Altkristallin fortsetzt. So nimmt R. STAUB ((85), S. 350) an, dass das GM bei Grengiols in einer „feinen Spitze endige“.

Die hier verwendete Bezeichnung „Urseren-Garvera-Mulde“ ist mit dem Namen „Urseren-Tavetscherzone“ (P. NIGGLI (57)) synonym. Heute wird auch kurzweg von der „Urserenmulde“ gesprochen (R. STAUB (85)). Die Benennung „Urseren-Tavetscherzone“ wurde wegen dem ähnlich lautenden „Tavetscher Zwischenmassiv“ in „Urseren-Garvera-¹⁵⁾Mulde“ umgeändert.

Die Verbindung des westlichen, des „Urseren“-Teils der UGM mit dem östlichen, dem „Garvera“-Teil im Vorderrheintal über die Umbiegung am Pazzolastock wurde erstmals von P. NIGGLI (57) festgestellt. In der gleichen Arbeit (P. NIGGLI - W. STAUB) finden sich

¹⁵⁾ La Garvera ist ein Steilabsturz (Bergsturzabbruchrand) im breiten Rücken, der vom Piz Muraun ins Vorderrheintal östlich Disentis hinabführt (östlich des engeren Untersuchungsgebietes, auf der Karte von F. WEBER (VII)).

mehrere Detailprofile und eine eingehende Würdigung stratigraphischer und tektonischer Probleme. Ebenfalls mit Gesteinen und Schichtserien aus der UGM befassen sich die Monographie der Chloritoidschiefer der UGM von P. NIGGLI (56), Arbeiten von BUXTORF ((15) über das Profil am Furkapass), von KOENIGSBERGER (48), der erstmals auf die Einseitigkeit der UGM hinwies, und von AMBÜHL (1), der besonders das Permokarbon des zentralen Teils der UGM im Urserental beschrieb und gegenüber dem Altkristallin charakterisierte. Auf den Karten von FEHR (IX) und F. WEBER mit P. NIGGLI (VII) sind Teile der UGM im Detail kartiert worden. Ältere Literatur ist im historischen Rückblick auf S. 69 aufgeführt.

Da bei den aus der gesamten UGM stammenden Gesteins-Analysen in (60) die Zugehörigkeit zu dieser Zone nicht vermerkt wurde, folgt hier, nur mit Zitierung der Nummer in (60), eine Zusammenstellung der bis heute bekannten Gesteins-Analysen.

Analysen von Gesteinen des nachgranitischen Permokarbons:

- | | |
|---|-----------------------------|
| 1. sedimentogene Gesteine | III, 78, 111, 114, 123, 124 |
| 2. eruptive Gesteine | III, 73 |
| 3. eruptiver oder gemischter Herkunft (? Tuffe) | III, 75, 110 |

Analysen triasischer Gesteine (Quartenschiefer):

III, 105, 196, 197, 198, 199,
200, 201, 202, 203

Vermutlich aus der UGM stammt die Analyse III, 141 eines Serizit-Chloritschieferphyllites von Realp. Nicht enthalten in (60) ist die Analyse eines Marmors von STAPFF, die AMBÜHL ((1), S. 347) zitiert hat, und die bei P. NIGGLI-W. STAUB (57) angegebene Analyse eines Barytgesteins. Aus dem engeren Untersuchungsgebiet stammen nur III, 123 und III, 124 (Magnetitphyllite).

I. Übersicht und Bemerkungen zur tektonischen Lagerung der UGM im untersuchten Gebiet

P. NIGGLI und W. STAUB (57) kamen auf Grund von vielen Detailaufnahmen im Bereich der gesamten UGM zum Schluss, dass die Mulde einseitig ist und dass zur Hauptsache eine einfache, normal-stratigraphische Serie von Karbon über Perm, Trias bis Jura vorliegt, die primär (d. h. voralpin) mit dem GM verbunden war und blieb. Der Kontakt mit dem AM und im Westen mit dem TZM wurde als tektonischer beschrieben. Verschuppungen, Repetitionen tektonischen Ursprungs sollen nach diesen Autoren zwar vorkommen (so im Crestlianderstobel; siehe dazu auch FRIEDLAENDER (25)), seien jedoch meist dergestalt, dass nur innerhalb eines oder weniger Schichtglieder (z. B. innerhalb der Trias) Verdoppelungen, Verschuppungen auftreten. Weiter wurde festgestellt, dass lokal gewisse Schichtglieder durch tektonische Abquetschung ganz fehlen können

(vor allem das Mesozoikum, z. B. in der Gegend der Pazzola-Umbiegung). Neuerdings stellte R. STAUB (85) eine neue Hypothese auf, die schon im historischen Rückblick (S. 69) kurz dargelegt wurde. Es sei hier vorweggenommen, dass meine eigenen Untersuchungen im Grossen und Ganzen innerhalb des im untersuchten Gebiet liegenden Teils der UGM die Ansichten von P. NIGGLI - W. STAUB (57) als durchaus richtig erscheinen lassen, insbesondere auch, was die engere Zugehörigkeit der UGM zum GM betrifft. Es konnten zwar einige neue Befunde gemacht werden, die aber den erwähnten Auffassungen nicht widersprechen.

Innerhalb des engeren Untersuchungsgebietes kann die UGM in zwei Abschnitte getrennt werden, die sich etwas verschieden verhalten. Ein östlicher Abschnitt geht von Curaglia bis etwas westlich des Val Ruinatsch, während der westliche Abschnitt zwischen Val Ruinatsch und Val Scadialas beginnt und bis zur Westgrenze des untersuchten Gebietes reicht.

Der östliche Abschnitt entspricht weitgehend dem von P. NIGGLI und W. STAUB (57) entworfenen „Idealbild“ der UGM. Auf eine maximal 900 m breite, dem Altkristallin des GM vorge-lagerte Zone von Gesteinen des nachgranitischen Permokarbons (tonige und feinsandige Phyllite, z. T. mit dolomitisch-kalkigen Lagen, Konglomeratgneise, Quarzporphyre und schiefrige, spilitische Diabase; siehe Abschnitt II) folgt nordwärts eine maximal 68 m breite Schichtfolge triasischer Gesteine (Rauhwacke, Dolomit und Quartenschiefer). An diese Trias schliesst sich, wiederum nach Norden, eine maximal 170 m breite Serie von Kalken, Sandkalken und schwarzen Schiefern an, die zum Lias (siehe S. 228) gestellt werden muss. Detailprofile durch das Mesozoikum werden in Abschnitt III behandelt werden. In dieser einfachen Schichtfolge von maximal ca. 1100 m Mächtigkeit wurden keine Verschuppungen oder tektonische Schichtrepetitionen grösseren Umfanges konstatiert. So sind insbesondere die Rauhwacke oder der Dolomit mit triasischem Habitus immer nur an einer Stelle in einem Querprofil angetroffen worden. Hingegen wird ein sukzessives Verschwinden der jüngeren Schichtglieder gegen Westen hin und eine gleichzeitige Verschmälerung der ganzen Zone beobachtet. Zuerst keilen die jüngsten und heute nördlichsten liasischen Schichten aus (westlich Perdatsch), dann verschwinden auch die älteren Liasschichten (am Fil Alpetta-Grat) und schliesslich wird im Querprofil selbst die Trias nicht mehr (ob Alp Nual) angetroffen. Im Querschnitt des Val Ruinatsch sind nur noch Vertreter des Permokarbons in einer Mächtigkeit von ca.

200 m vorhanden (siehe dazu auch die Profile von P. NIGGLI (56)). Auffallend ist die Tatsache, dass jedes Schichtglied kurz vor dem Auskeilen lokal ein (geringes) Mächtigerwerden aufweist. Die Annahme von R. STAUB (85), dass sich an der Basis der Trias eine Überschiebungsfläche vorfinde, konnte nicht bestätigt werden. Dagegen spricht unter anderem auch, dass die triasischen Dolomite z. T. vollständig unmetamorph sind (siehe S. 212).

Nördlich dieser einfachen Schichtserie konstatierte ich von der Fil Alpetta bis zum Medelserrhein eine schmale, von P. NIGGLI nicht erwähnte Schuppungszone, die eine maximale Mächtigkeit von 120 m hat, meist aber nur 0–30 m breit ist. Diese Schuppungszone (siehe Abschnitt IV) enthält wiederum Gesteine des nachgranitischen Permokarbons (Phyllite, z. T. mit dolomitischen Lagen, Psammit-schiefer- und Gneise, stark verschieferte Quarzporphyre) und vereinzelt Schuppen von mylonitischen Gneisen des Altkristallins. Der Kontakt dieser Schuppungszone, die das nördlichste Glied der ganzen Mulde darstellt, ist sowohl gegenüber dem TZM wie auch gegenüber der erwähnten einfachen Hauptschichtserie der UGM fast immer ein absolut scharfer, tektonisch zu bewertender. Ganz lokal treten innerhalb dieser Zone Reste von Trias und von Mesozoikum auf (siehe S. 224; so im mittleren Val Crusch, am Waldrand von Stagias). Es muss sich bei dieser Schuppungszone um verschürfte Teile des nördlichen Schenkels der UGM handeln, um Gesteine also, die zur früheren permokarbonisch-mesozoischen Sedimentbedeckung des TZM gehörten. Der Kontakt zum Altkristallin des TZM ist zwar gleichfalls tektonisch, doch ist es möglich, diese Verschüpfung auf das Auf- und Anschieben des GM (mit dem ihm zugehörigen mächtigen Südschenkel der UGM) zurückzuführen. Später (S. 284) wird indessen dargelegt werden, dass schon vor der Zusammen- und Aufpressung der Zentralmassive der Sedimentmantel des TZM durch weitgehende Abscherung gefehlt haben kann. In diesem Falle könnte die nördliche Schuppungszone der UGM ein Rest der ehemaligen Sedimentbedeckung sein, der schon bei der Abscherung der heutigen helvetischen Decken eine Dislokation erfahren hat.

Die Schichten der UGM fallen im östlichen Abschnitt durchwegs steil nach Süden (70–85°) ein; auf den Bergkämmen wird auch flacheres Einfallen (40–70°) gemessen.

Der westliche Abschnitt beginnt mit einer tektonischen Komplikation. Nach dem Val Ruinatsch verschmälert sich anfänglich der Zug der einzig noch übrig gebliebenen permokarbonischen Gesteine. Gegen das Val Cornera, in der Gegend der Alp

Mott, schaltet sich jedoch ganz unvermittelt ein mächtiger Zug von Psammit- bis Psephitgneisen ein, der nach allen Befunden unbedingt zum nachgranitischen Permokarbon zu stellen ist und grösste Ähnlichkeit mit ebensolchen Gesteinen des Permokarbons des Urserentales (AMBÜHL (1)) besitzt. Im Val Ruinatsch beträgt die Mächtigkeit des Permokarbonzuges 140 m, im Val Cornera findet man, bedingt durch dieses unvermittelte Einsetzen der Psammitgneise, eine Breite der Zone zwischen Altkristallin des GM und des TZM von ca. 530 m.

Die Abklärung der genaueren geologischen Verhältnisse in der Region der plötzlichen Verbreiterung der UGM und des Einsetzens der feldspatreichen Psammit- bis Psephitgneise ist mit einigen Schwierigkeiten verbunden, weil im wesentlichen nur in den Bachtobeln, und auch hier nicht immer, Aufschlüsse anstehenden Gesteins zu finden sind. Immerhin lässt sich erkennen, dass die Verbreiterung der Zone der UGM mit tektonischen Komplikationen verbunden ist. Das Altkristallin des TZM greift keilartig in das nachgranitische Permokarbon ein, das dadurch mehrfach aufgespalten wird. Die im Val Cornera noch 530 m breite permokarbonische Zone verzahnt sich beim Auskeilen ihrer nördlichen Teile mit dem Altkristallin des TZM (siehe Kartenskizze 1:25 000). Im Val Ruinatsch entsprechen die geologischen Verhältnisse noch vollkommen denjenigen im „östlichen Abschnitt“; im nur 500 m davon entfernten Val Scadialas¹⁶⁾ ist die Gesamtmächtigkeit des Permokarbons schon mehr als doppelt so gross und zugleich treten die tektonischen Komplikationen auf (siehe S. 189). Typische Psammitgneise kommen in diesem Tobel noch nicht vor, dagegen sind Reste einer Trias gefunden worden. Im 200 m westlich davon gelegenen Val Surplits¹⁶⁾, sind, nach den vorhandenen Aufschlüssen zu schliessen, die Verhältnisse denen im Val Cornera schon sehr ähnlich, d. h. es schaltet sich zwischen dem Altkristallin des GM und der TZM eine einzige, bis 600 m breite Zone von permokarbonischen Gesteinen ein. Die im Val Scadialas gefundene Trias wurde hier nicht mehr mit Sicherheit beobachtet. In stark verschieferter Ausbildung sind im Val Surplits schon Psammitgneise erkennbar. Bis zur Westgrenze des untersuchten Gebiets bleibt sich nun das Querprofil im Grossen und Ganzen sehr ähnlich, unter geringer Abnahme der Gesamtmächtigkeit des Permokarbons. Westlich unter dem Nordgrat des Piz Cavradi kommen am Nordrand der UGM dolomitische Lagen und schmale Linsen vor, die von mir

¹⁶⁾ Name auf der Siegfriedkarte nicht angegeben, siehe Kartenskizze 1:25 000.

zum nachgranitischen Permokarbon gestellt wurden, das nach Abschnitt II (S. 197) lokal solche Gesteine im normal-stratigraphischen Verband führen kann. Es konnte hier allerdings die Möglichkeit nicht gänzlich ausgeschlossen werden, dass verschürfte Triasreste vorliegen. Mit Sicherheit wurde Mesozoikum westlich des Val Surplits nirgends mehr festgestellt; die gesamte Zone der UGM wird hier von permokarbonischen Gesteinen aufgebaut.

Tab. XIV. *Profil längs dem mittleren und oberen Val Scadialas*

Höhe über Meer		
1750—1840 m	felsige Steilstufe, schlecht begehbar. Kann westlich umgangen werden. Verschiedenartige altkristalline Gesteine des <i>TZM</i> (Muskowitgneise, Paraschiefer)	
1840	5—6 m mächtiges, verschieftes Äquivalent des felsitischen Hämatitbitkeratophyrs zwischen Val Scadialas und Val Surplits. Nach den Nebengesteinen weiter westlich zu schliessen (wenig metamorphe Tuffe, Phyllite), handelt es sich um eine Schuppe von <i>nachgranitischem Permokarbon</i> . Hierauf untypische Serizitschiefer, übergehend in verschiefterte Muskowitgneise vom Typus <i>TZM</i> .	
bei ca. 1870 m	ca. 14 m mächtige Serie von mesozoischen Gesteinen:	
	3 m kalkiger Quarzit, blaugrau	<i>Lias ?</i>
	2 m grauschwarze, rostende, plattige Schiefer	<i>Lias ?</i>
	2—4 m grünliche Phyllite	} <i>Trias</i>
	1 m Dolomit, etwas schiefzig, braun anwitternd	
	10 cm violette Schiefer	
	80 cm Dolomit	
	40 cm Phyllite, z. T. dolomitisch	
	3 m Dolomit	
1885—2020 m	Mannigfache Phyllite (Magnetitphyllite, blauschwarze Phyllite usf.). Z. T. enthalten sie bis 30 cm breite Lagen und Linsen von dolomitischem Gestein. Die Phyllite sind durchaus vom Habitus des <i>nachgranitischen Permokarbons</i> ; auch die dolomitischen Linsen gehören vermutlich dazu. Auf der westlichen Flanke des Tobels stehen die Phyllite mit den dolomitischen Lagen bis 2040 m an, im Bachbett selbst und an der östlichen Flanke von ca. 1920 m an findet man Einschaltungen von diaphthoritischen Serizit-Muskowitschiefern (<i>TZM</i>), die weiter gegen Süden allmählich überwiegen. Starke Verfaltungen; bei 1910 m am östlichen Tobelhang 2 m breiter, lateral-sekretionärer Quarzgang.	
2020 m	Bachgabelung.	
2020—2100 m	Verschiefterte Muskowit-Gneise Typus <i>TZM</i> , bei 2040 m verschiefter Pegmatit (zwischen den beiden Bacharmen).	
2100—2200 m	keine oder unsichere Aufschlüsse, im Bachbett selbst am Osthang verschiefterte Gneise des <i>TZM</i> .	
2200 m	Am rechten Hang (Rutschgebiet, frischer Anriss) Serizitchlorit-phyllite vom Habitus des <i>nachgranitischen Permokarbons</i> , ca. 100 m gut aufgeschlossen.	
2210 m	verschiefterte Biotitgneise des altkristallinen Kerns des <i>GM</i> .	

Als wichtiges Resultat ist festzuhalten, dass ausserhalb der schmalen Schuppungszone am Nordrand grössere tektonische Komplikationen (Repetitionen von Altkristallin mit Permokarbon und Mesozoikum) in der UGM nur in einem einzigen Querschnitt, im Profil des Val Scadialas, und zwar offenbar im Zusammenhang mit dem Einsetzen der mäch-

tigen Psammitgneissserie beobachtet wurden. Dieses Profil wurde (Tab. XIV) ausführlicher wiedergegeben. Das Profil beginnt etwas oberhalb des Weges, der von Selva nach der Alp Mott führt. Die im Tobel zu tiefst gelegenen Schichten sind zugleich die nördlichsten.

Das Profil zeigt, dass eine mehrfache Repetition von Altkristallin des TZM mit nachgranitischem Permokarbon bis Mesozoikum vorliegt. Die Serie bei 1870 m ist wohl ohne Zweifel mesozoischen Alters. Dolomitische Gesteine kommen zwar auch innerhalb des nachgranitischen Permokarbons vor (und wurden auch in diesem Profil gefunden), sind indessen nirgends 3 m mächtig wie hier und bilden keine eigentlichen Bänke. Zudem sind im Val Scadialas auch Gesteine gefunden worden, die stark an liasische Gesteine des östlichen Abschnitts der UGM erinnern. Ferner treten auch quartenschieferähnliche Gesteine auf (violette und grüne, z. T. dolomitische Phyllite).

Wie im östlichen Abschnitt der UGM, bestimmt auch im westlichen Abschnitt ein steiles Südfallen die Lagerung der Schichten. Im Val Cornera wurde in der Schlucht unter Alp Cavradi ein Südfallen von $80-84^{\circ}$ bei fast genauem Ost-Weststreichen gemessen, auf der Alp Mott ein solches von 55° .

II. Das nachgranitische Permokarbon.

a) ALLGEMEINE BEMERKUNGEN

Fast den ganzen Nordrand des GM entlang erstreckt sich eine dem Altkristallin vorgelagerte Zone von ursprünglich pelitischen, psammitischen bis psephitischen Gesteinen. Diese unterscheiden sich vom Altkristallin durch einen geringeren Grad der Metamorphose (Epimetamorphose) und dadurch, dass sie monometamorph sind. In der metamorphen Fazies zeigen sie eine vollkommene Übereinstimmung mit den mesozoischen Gesteinen, die mit ihnen die UGM aufbauen. Grobblättrige Muskowite (d grösser als 0,45 mm) und eben solche braune Mesobiotite fehlen völlig, einzig in pegmatitischen Geröllen von Konglomeratgneisen können sie als primärreliktische Mineralien gefunden werden. Ferner ist für diese Serie das absolute Fehlen von Pegmatitgängen, Aplitgängen und das Fehlen von Anzeichen plutonisch-magmatischer Tätigkeit überhaupt kennzeichnend. Die Metamorphose ist in typischer Ausbildung eine reine Dislokationsmetamorphose. Vulkanische und subvulkanische Gesteine (Quarzporphyre, Diabase, zum Teil spilitisch, und Keratophyre) sind dagegen im nachgranitischen Permokarbon verbreitet.

Die Abgrenzung gegenüber dem polymetamorphen Altkristallin lässt sich im allgemeinen recht gut durchführen, wie schon AMBÜHL (1) feststellte (siehe auch diese Arbeit S. 206), obschon diaphthori-

tische Typen des Altkristallins durch Konvergenzerscheinungen die Trennung erschweren können.

Die Bezeichnung „nachgranitisch“ soll dartun, dass der Intrusionsakt der herzynischen Granitmassive schon abgeschlossen war, als die Gesteine zur Ablagerung kamen. Es wird dies durch das Fehlen von Pegmatitgängen und Injektionserscheinungen sehr wahrscheinlich gemacht. Ferner deutet auf nachgranitisches Alter das Vorkommen von effusiven und subeffusiven lagergangartigen Quarzporphyren, die schon in den ältesten Schichten auftreten. Diese Quarzporphyre sind etwas saurer als die Hauptgesteine der Granitstöcke (siehe Analyse S. 256) und stellen eine Weiterentwicklung des offenbar vorher vorhandenen granitischen Differentiationsstadiums des herzynischen Magmas dar. Es kann auch darauf hingewiesen werden, dass AMBÜHL (1) in permokarbonischen Psammitgneisen reliktsche Feldspäte gefunden hat, die aus dem Gamsbodengranitgneis stammen sollen.

Das geologische Alter, vor allem seine untere Grenze, dieser nachgranitischen Serie lässt sich durch Fossilien nicht direkt bestimmen; es hängt von der Alterszuordnung der Granite ab. Die obere Grenze dürfte hingegen feststehen: Die Gesteine sind älter als Trias, die obersten Schichten gehen vielleicht noch bis in die unterste Trias. Andererseits kann das Alter der Granitintrusionen aus Analogieschlüssen durch Vergleich mit anderen Zentralmassiven als unter- bis mittelkarbonisch angenommen werden (fossile Pflanzenreste aus dem Oberwestphalien in Gesteinsserien mit Konglomeraten, die herzynische Granitgerölle enthalten (z. B. Tödikarbon), also Granitintrusion voroberkarbonisch). Das nachgranitische Permokarbon umfasst demnach oberes Karbon und Perm und kann in seinen jüngeren Schichten mit den Verrucanobildungen der helvetischen Decken und in den älteren Schichten mit den Karbonmulden von Salvan und Tödi zeitlich parallelisiert werden. In c) wird gezeigt werden, dass auch aus lithologischen Gründen diese Parallelisierung gerechtfertigt erscheint.

Nach der kurzen Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen soll auf stratigraphische Fragen, auf Vergleiche mit ähnlichen Serien der übrigen Schweiz und auf die Abgrenzung vom Altkristallin eingegangen werden.

b) DIE GESTEINSTYPEN

In diesem Abschnitt gelangen nur die sedimentogenen Gesteine des nachgranitischen Permokarbons zur Behandlung. Die Eruptiv-

gesteine sowohl der UGM wie der DM werden gemeinsam unter D. (S. 254) besprochen werden.

Einige Bemerkungen nomenklatorischer Art seien vorausgeschickt. Die Bezeichnung „Phyllite“ umfasst hier auch feldspatführende Gesteine. Es geht nicht an, feinschiefrige Glieder des Permokarbons der UGM bloss wegen ihres Feldspatgehaltes als „Gneise“ abzutrennen, da dies ein falsches Bild ihres makroskopischen Aussehens hervorrufen würde. Die „conditio sine qua non“ zur Benennung „Phyllite“ war für mich:

1. beträchtlicher Serizitgehalt,
2. feinschiefrige Textur (d von Quarz und Feldspat im allgemeinen unter 0,15 mm).

Gneise wurden nur diejenigen feldspatreichen, psammitisch bis psephitischen Gesteine des Westabschnittes der UGM genannt, die äusserlich Gneishabitus aufweisen und Feldspäte bis 4 mm Grösse besitzen.

Als „Serizit“ wird im folgenden jeder helle Glimmer bezeichnet, dessen maximale Korngrösse im Gestein 0,35 mm nicht übersteigt. Die Erfahrung zeigt, dass in solchen Fällen die einzelnen Schüppchen von freiem Auge kaum als Einzelminerale erkannt werden, hingegen auf den Schichtflächen ein seidenglänzender Überzug wahrgenommen wird. Alle metamorph gebildeten hellen Glimmer des Permokarbons innerhalb des untersuchten Gebietes müssen bei Anwendung dieser Regel „Serizit“ genannt werden.

Serizitreiche Phyllite. Sie sind an die nordwärts gelegenen Teile des nachgranitischen Permokarbons gebunden und können oft unmittelbar im Kontakt mit der Trias beobachtet werden. Am besten sind sie im Osten entwickelt (nördlich Mutschnengia; auf Cuolm Cavorgia). Makroskopisch fällt die blauschwarze Farbe der dünn-schiefrigen, dicht erscheinenden Gesteine auf. Selten sind grüne Farbtöne zu beobachten. Die leicht erodierbaren und zu Rutschungen neigenden Gesteine bilden grosse runsenartige, frische Anrisse, die auch aus grösserer Entfernung durch ihre ausgesprochen blaue¹⁷⁾ Färbung im Landschaftsbild auffallen und zu manchen Namengebungen wie „Val blaua“ Veranlassung gegeben haben. In schmalen, kaum über 1 cm breiten, zerrkluftartigen Adern, die das Gestein netzartig durchziehen, tritt nicht selten dunkelgrüner Chlorit auf.

¹⁷⁾ Zum Unterschied von den sandigeren Phylliten oft etwas violettblau.

U.d.M. sind als HGT Serizit, Quarz, Albit und Chlorit wahrnehmbar. Wichtigster HGT ist gut geregelter Serizit, der 45—75 Vol.-% des Gesteins einnimmt. Seine Korngrösse ist wechselnd. In einigen Gesteinstypen kommen äusserst feinfilzige Aggregate (d unter 0,005 mm) vor, die häufig keine Einzelminerale mehr erkennen lassen; in andern Typen erreicht Serizit im Basisschnitt 0,2 mm. Der klare Albit besitzt selten Zwillingsbildungen und baut mit dem an Menge Albit meist stark überwiegenden Quarz feinkörnige granoblastische Gewebe ($d = 0,01—0,05$ mm) auf. Nicht selten ist im Dünnschliff eine Bänderung mit Alternieren von serizitreicheren und quarzreicheren Partien zu konstatieren. Der untergeordnet auftretende, z. T. ganz fehlende Chlorit ist meist Pennin bis Klinochlor oder Klinochlor (graubraune oder graue I.F., n_a' in Längsrichtung). NGT sind feinnadeliger Turmalin, Apatit, Zirkon, Karbonat und feinschuppiges, sehr fein verteiltes Erz und sehr wenig kleinstenglicher Rutil. Die Struktur ist lepid- und granoblastisch, die Textur entweder ausgezeichnet kristallisationsschiefzig oder prachtvoll gefältelt. Eine Mikro-Fältelung (aus der Anordnung der Serizite ersichtlich) kann auch dann auftreten, wenn makroskopisch eine einfache Paralleltextur vorzuliegen scheint. In diesen Fällen bilden die Mittelschenkel der Fältelung die Hauptbruchflächen des Gesteins. In anderen Fällen brechen die gefältelten Typen etwas stenglig.

In genetischer Hinsicht liegt ohne Zweifel ein epimetamorpher Tonschiefer vor. Die blauschwarze Färbung muss nach dem mikroskopischen Befund auf das fein verteilte Erz zurückgeführt werden. Das schuppig-tafelig entwickelte Erz hat im Längsschnitt eine mittlere Länge von 0,005 mm und eine mittlere Breite von 0,0005—0,002 mm. Der Totalgehalt der Phyllite an Erz dürfte kaum 9 Vol.-% übersteigen; nur die feine Verteilung täuscht eine grössere Menge vor. Zur Abklärung der Natur des Erzes wurden in einem Handstück vom Cuolm Cavorgia die nötigen Untersuchungen vorgenommen. Die Gesamtfarbe des Gesteins schien auf Magnetit zu deuten, da Hämatit in dieser feinen Verteilung im allgemeinen eine starke Rotfärbung bewirkt (Verrucano der helvetischen Decken!); die Form (feinschuppig-tafelig) erinnerte indessen mehr an Hämatit. Da sich auch in anderen Fällen (S. 261) der vorliegenden Untersuchung die röntgenographische Gemischanalyse bewährt hatte, wurde eine Debye-Scherrer-Aufnahme des Gesteinspulvers mit Fe-Strahlung durchgeführt. Trotz der geringen Konzentration an Erz im Gestein (wohl kaum mehr als 10 Gew.-%) waren die vom Erz herstammenden Linien sehr gut zu erkennen (siehe dazu auch S. 261). Sie stimmen mit denjenigen eines Hämatits von Cavradi sowohl in Bezug auf die relative Intensitätsverteilung als auch hinsichtlich der Werte der Glanzwinkel sehr gut überein. Alle für Magnetit typischen Linien fehlen, und mit den Linien von Ilmenit ist die Koinzidenz ungenügend. Mit diesem Ergebnis in Übereinstimmung steht der

Befund, dass im feinst zermahlenen Gesteinspulver kein einziges Pulverteilchen von einem starken Stabmagneten angezogen wird.

Demnach muss Hämatit vorliegen, doch bleibt, wie schon erwähnt, die blauschwarze Färbung des Gesteins merkwürdig, ebenso die Tatsache, dass das Gestein einen schwärzlichen und keinen kirschroten Strich gibt. Später (S. 262) kann in einem ähnlichen Fall (allerdings an einem Eruptivgestein) gezeigt werden, dass ein beträchtlicher Ti-Gehalt des Hämatits diese Sondereffekte erzeugt. Dass das Pulverdiagramm mit dem von gewöhnlichem Hämatit praktisch übereinstimmt, ist nach S. 262 kein Gegenbeweis. Es ist daher wahrscheinlich, dass auch im vorliegenden Fall das färbende Erz ein Ti-haltiger (vielleicht bis 20 Mol.-% TiO_2) Hämatit ist. Damit in Übereinstimmung steht das äusserst geringe Auftreten von kleinstengligem Rutil, einem Mineral, das sonst in weniger metamorphen Tonschiefern als „Tonschiefernädelchen“ weit verbreitet ist. Interessant ist, dass in den die blauschwarze Färbung nicht besitzenden Chloritoidschiefern, bei denen das Fe mehrheitlich im Chloritoid steckt oder in Form von das Gestein deutlich rotfärbendem Hämatit auftritt, diese „Tonschiefernädelchen“ (P. NIGGLI (56)) massenhaft auftreten.

Die Bildung des Ti-haltigen Hämatits hängt wohl mit der Epimetamorphose zusammen, die offenbar die für eine Aufnahme von Ti in das Hämatit-Gitter günstigen Bedingungen (höhere Temperatur) schuf. Es könnten demnach diese Gesteine primär als rote Tonschiefer vorgelegen haben, wie solche im weniger metamorphen, reinen Hämatit führenden helvetischen Verrucano auftreten.

Quarz-albitreiche Phyllite. Von den serizitreichen Phylliten (primär Tone) sind alle Übergänge zu quarzfeldspatreicheren Typen (primär feinsandige Tone) zu konstatieren. Die letzteren sind makroskopisch oft etwas heller (graublau, selten grau), erscheinen indessen in frischen Anrissen aus grösserer Entfernung immer noch deutlich blau. Im Westabschnitt kommen auch weisse bis grauweisse Typen vor (Übergänge zu Psammitgneisen), die in Anrissen nicht mehr blau erscheinen. Typisch sind lateralsekretionäre Quarzknauern, die z. T. auch Fe-haltiges Karbonat (gelblich) enthalten. Hie und da sind zudem lateralsekretionäre Albitäderchen wahrnehmbar.

Die primär feinsandigen Phyllite sind die Hauptgesteine des nachgranitischen Permokarbons im östlichen Abschnitt der UGM und treten vor allem in den mittleren und südlichen Partien der Permokarbonzone auf.

U. d. M. sind die Mineralien im wesentlichen die gleichen wie in den serizitreichen Phylliten, nur das Mengenverhältnis ist zu Gunsten von Quarz und Albit (Serizit kaum über 45 Vol.-%) verschoben. Ursprüngliche, das heisst sedimentär-klastische Mineralien sind (ausser Zirkon, einem Teil des Turmalins) nur selten zu beobachten; einzig einige rundliche, stark zersetzte saure Plagioklase gehören dazu. Der weitaus grösste Teil des meist klaren und frischen Albits und der gesamte Quarz sind sichere alpine Neubildungen. Lokal kann Karbonat grössere Bedeutung erlangen. Chlorit und mit diesem syngenetischer, feinschuppiger, grüner oder olivgrünbrauner Biotit sind stellenweise wichtige HGT. Selten sind kleine idiomorphe Magnetite; das übrige Erz hat ein sehr ähnliches Aussehen wie in den serizitreichen Phylliten, ist indessen oft etwas gröber entwickelt. Es liegt vermutlich gleichfalls ein Ti-haltiger Hämatit vor, der wiederum die blaue Färbung erzeugt. Für Struktur und Textur gelten auch hier die für serizitreiche Phyllite gemachten Angaben.

Magnetitphyllite. Diese recht auffälligen Gesteine wurden in dem Gebiet erstmals von P. NIGGLI (56) im Val Gierm gefunden. Die neuen Feldaufnahmen brachten manche weiteren Fundpunkte, von denen die wichtigsten in der Kartenskizze 1:25 000 verzeichnet sind. Am schönsten entwickelt (mit bis 3½ mm grossen Magnetitoktaedern) sind die Magnetitphyllite im Val Cornera in der Schlucht östlich der Alp Cavradi, am Nordrand der UGM. Sie sind dort dermassen auffällig, dass auch die einheimischen Kristallsucher von einer „Magnetitzone“ in der „Cavradischlucht“ sprechen. Gute Fundorte sind ferner die „historischen“ am Osthang des Val Gierm.

Es handelt sich um feinschiefrige, graue bis hellgraugrüne, auch dunkler grüne Gesteine, die schon makroskopisch kleine idiomorphe Magnetitporphyroblasten erkennen lassen. Die hellen, chloritarmen Typen kommen weit häufiger vor als die dunkelgrünen, chloritreichen. Es wurden nur die ersteren untersucht, die nach dem Mineralbestand als **Magnetitalbitphyllite** zu bezeichnen sind.

U. d. M. werden, nach abnehmender mengenmässiger Wichtigkeit geordnet, folgende HGT erkannt: Serizit, Albit, Quarz, Magnetit und Chlorit. Albit ist meist frisch, granoblastisch und häufig unverzwillingt. Er kann bis 40 Vol.-% des Gesteins betragen. In vereinzelt Fällen wurden grössere, zersetzte (serizitisierte) saure Plagioklase beobachtet, die als Sedimentär-Relikte zu deuten sind. Der hellgrün-grasgrün pleochroitische Chlorit ist meist ein Pennin bis Klinochlor (graubraune I. F., n_a' in Längsrichtung). In einem Schliff wurden Verwachsungen mit einem hellen goldgelben Biotit wahrgenommen. Die Magnetitporphyroblasten sind auch u. d. M. scharf kristallographisch begrenzt (Oktaeder). Im Druckschatten der Porphyroblasten entwickelten sich grössere Quarze und Chlorite, wobei letztere oft mit der Basis parallel einer Oktaederfläche des Magnetits liegen. Magnetit ist zwar die auffälligste Bildung dieser Gesteine, kommt jedoch kaum in Mengen über 8 Vol.-% im Gestein vor. Neben Magnetit wurde noch ein anderes Erz beobachtet, das in geringen Mengen in feiner Verteilung Schüppchen bildet. Hie

und da ist, wie mit stärkeren Vergrösserungen konstatiert wurde, mit diesem Erz Rutil in komplizierter Weise verwachsen. Der letztere kommt auch selbständig in kleinsten, kurzsäuligen Individuen vor, die nicht selten Kniezwillinge bilden. Weitere NGT sind feinnadeliger Turmalin (farblos zu blaugrau oder grau pleochroitisch), der nicht selten wohl ausgebildete Terminalbegrenzungen besitzt und als metamorphe Neubildung betrachtet werden muss; Limonit; Goethit; Apatit mit opaken Einschlüssen; Zirkon und kleine, zersetzte idiomorphe ? Siderite. Die Struktur ist porphyroblastisch und hinsichtlich des Grundgewebes lepidogranoblastisch bis blastopsammitisch. Die Textur ist entweder straff kristallisationsschiefzig oder ausgezeichnet gefältelt¹⁸⁾, wobei die Mittelschenkel der Mikrofalten den Hauptbruchflächen parallel gehen.

d von Magnetit: bis 3,5 mm

d von Quarz, Albit: 0,02 bis 0,05 mm, selten bis 0,1 mm.

Die Beschreibung einer chloritreichen Varietät von Tgetlems findet sich bei P. NIGGLI (56), S. 82.

Von den Fundorten im Val Gierm existieren 2 Analysen (siehe S. 244). Sie zeigen, dass die Magnetitporphyroblastenbildung keine besondere Vererzung anzeigt. Der Wert von fm (32,5) für beide Analysen ist bei einem si von 180 und 171 nicht anormal gross, und die mg-Zahl von 0,40 nicht aussergewöhnlich niedrig.

Ursprünglich müssen sandige bis arkosenartige Tone, mit reichlich saurem Plagioklas als klastischen Komponenten vorgelegen haben. Bemerkenswert ist das hohe alk von 21,5 und 24 bei recht tiefem si.

Die Magnetitporphyroblastenbildung ist erst eine Folge der alpinen Dislokationsmetamorphose; ein Versuch, die näheren Umstände, die dazu führten, abzuklären, wird unter B, S. 243 erfolgen.

Arkosen. Vor allem in den nördlichen Teilen der permokarbonischen Phyllitserie, in den meist etwas tonigeren Phylliten, kommen harte, graue Gesteine in bis 1½ m mächtigen Bänken vor. Die dicht und massig erscheinenden Gesteinsarten besitzen äusserlich den Habitus feinkörniger Quarzite. Sie wurden z. B. am nördlichen Dorfausgang von Mutschnengia gefunden und treten reichlich im Querschnitt La Garvera-Piz Muraun (ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes) in den blauschwarzen Phylliten auf.

Nach den mikroskopischen Befunden liegen in allen Fällen noch nicht völlig umkristallisierte Arkosen vor (Feldspatreichtum!) Die blastopsammitischen Gesteine führen als primär-klastische Relikte neben Quarz vor allem saure, in wechselndem Masse serizitisierte Plagioklase (bis 70 Vol.-% des Gesteins einnehmend). Einzelne der Albite sind schachbrettartig verzwilligt und erscheinen durch kleinste Einschlüsse wie bestäubt. Aus Analogiegründen darf angenommen werden, dass es sich um albitisierte Na-Kaliumfeldspäte handelt. Relikte sind weiterhin noch Zirkon und Turmalin, wäh-

¹⁸⁾ Siehe Dünnschliffphoto Taf. II, Fig. 4.

rend Karbonat und Chlorit (beide in geringen Mengen), sowie zu einem Teil auch Quarz während der alpinen Metamorphose gebildet wurden oder rekristallisierten. Erz ist wichtiger NGT. Mittleres d der klastischen Komponenten: 0,08–0,18 mm.

Eigentliche Quarzite treten im untersuchten Gebiet nicht auf; hingegen erwähnt AMBÜHL (1) an verschiedenen Stellen der zentralen UGM Vorkommen von weissen Quarziten innerhalb des Permokarbons.

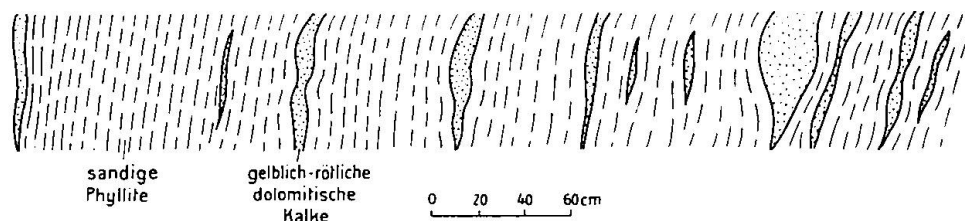


Fig. 13. Einlagerung von kalkig-dolomitischen Linsen in feinsandigen Phylliten des nachgranitischen Permokarbons. Bachtobel direkt westlich Plaun (SW von Mutschnengia).

Dolomitische und kalkig-dolomitische Linsen und Lagen. In der Phyllitserie des nachgranitischen Permokarbons findet man an mehreren Stellen schmale Lagen und Linsen (bis max. 35 cm breit) eines Karbonatgesteins. In wenig metamorphem Zustande ist eine hellrötliche Färbung der frischen Gesteine typisch, im metamorphen (umkristallisierten) Zustand sind die Lagen im Handstück kaum von triasischen Dolomiten zu unterscheiden. Die karbonatischen Gesteine reagieren nur schwach oder überhaupt nicht mit verdünnter HCl. Es handelt sich um reine bis wenig kalkige Dolomite. In den Vorkommen am Osthang des Cuolm Cavorgia besitzen die etwas schiefrigen Gesteine auf den Schichtflächen schwärzliche Dendriten. Die Art der Einlagerung in den Phylliten zeigt Fig. 13.

Die wichtigeren Vorkommen können der Kartenskizze 1:25 000 entnommen werden. Besonders gut lassen sich die dolomitischen Linsen und Lagen in der Schlucht gerade südlich Mutschnengia studieren.

U. d. M. werden in den wenig veränderten Typen für das feinkörnige \pm isometrische Karbonat, das immer zu mehr als 80 % die Gesteine aufbaut, Korngrößen um 0,04 mm gemessen. NGT sind Quarz und klarer, nicht selten verzwillingter Albit (d bis 0,15 mm), sowie etwas Erz. In tektonisch stärker beanspruchten Typen wird Kornvergrößerung und geringfügige Serizitneubildung beobachtet. Die Kornvergrößerung kann auch eine nur aderartige sein.

Das Auftreten dieser dolomitischen Gesteine inmitten des nachgranitischen Permokarbons war anfänglich etwas überraschend:

musste doch die Frage geprüft werden, ob nicht eine Triasfetzen enthaltende Schuppenzone vorliege oder ob die Serie nicht als Ganzes zeitlich mit den Quartenschiefern zu parallelisieren sei. Nach eingehender Prüfung aller Umstände bin ich indessen zum Schluss gelangt, dass sich diese dolomitischen und kalkig-dolomitischen Gesteine in normalstratigraphischem Verbande innerhalb der Serie permokarbonischer Phyllite befinden. Die wichtigeren Argumente sind:

1. Die dolomitischen Lagen befinden sich im östlichen Abschnitt in beträchtlicher Entfernung (über 300 m) vom sicheren Triaszug mit Rauhwacke.
2. Es fehlen in der dolomitführenden Zone des Permokarbons alle Gesteine, die als sichere Reste von Mesozoikum gedeutet werden müssten (wie Rauhwacke, Liassandkalk).
3. Nach dem Feldbefund ist keine besondere Tektonisierung dieser Zonen vorhanden; man hat unbedingt den Eindruck einer normalstratigraphischen Serie.
4. Es wird sich nicht um Quartenschiefer handeln, weil die sicheren Quartenschiefer zwischen Rauhwacke und Lias einen deutlich anderen Habitus besitzen (siehe S. 213).
5. Ähnliche Gesteine sind aus dem Verrucano der helvetischen Decken, der ja in erster Linie mit unseren Gesteinen verglichen werden muss, im Kanton Glarus bekannt (OBERHOLZER (70), S. 208 unten, S. 210) und werden von diesem Autor z. T. als normalstratigraphische Einlagerungen und z. T. als Konkretionen gedeutet. Ferner kann darauf hingewiesen werden, dass der phyllitische Verrucano Schlans-Brigels nach F. WEBER (siehe ALB. HEIM (36), S. 934) „weit unter dem Rötidolomit stratigraphische dünne Lagen und Linsen eines rosafarbenen (manganhaltigen?) permischen Dolomites enthält“.

Wie schon erwähnt, ist im Handstück die Unterscheidung von triasischen Dolomiten nicht leicht. Immerhin ist die hellrötliche Färbung des frischen Bruches der unveränderten Gesteine recht typisch. Ferner treten die permokarbonischen Dolomite nie in grösseren Bänken auf; die grösste von mir gefundene Linse war 35 cm mächtig. Wo indessen auf Grund anderer Erscheinungen auf tektonische Komplikationen (Verschuppungen und Verkeilungen) geschlossen werden muss (wie bei Beginn des westlichen Abschnittes (S. 189) der UGM, und dem ganzen Nordrand der UGM entlang), kann über die stratigraphische Zuordnung einer schmalen Dolomitlamelle Zweifel herrschen, zumal, wenn die primären Merkmale durch Rekristallisation und Verschieferung verschwunden sind. Zum Beispiel scheint es nicht ausgeschlossen, dass die am Nordrand der UGM sich befindenden dolomitischen Linsen des Nordgrates des Piz Cavradi (die in der Kartenskizze 1:25 000 als zum nachgranitischen Permokarbon gehörig angegeben sind) verschieferte Triasreste dar-

stellen. Dolomit oder dolomitischer Kalk ist demnach, besonders in metamorphem Zustand, im bearbeiteten Gebiet (im Gegensatz zur Rauhwanke) kein sicheres Leitgestein für Trias; es scheinen bereits im Perm, allerdings nur lokal und vorübergehend, für Dolomit- und Kalkbildung günstige Umstände geherrscht zu haben.

Konglomeratgneise des Ostabschnittes. Die im Querschnitt nördlich der Garvera (südlich des Piz Muraun) noch 400 m mächtigen Konglomeratgesteine, die gegen Osten z. T. in den Illanzerrucano übergehen, sind im untersuchten Gebiet nur noch in schmaler Zone nordöstlich Pali zu finden. Es wurden einzig Quarzgerölle, die eine Grösse bis zu 10 cm erreichen, angetroffen. Eine nähere Untersuchung dieser hier seltenen Gesteine wurde unterlassen.

Feldspatreiche Psammit- bis Psephitgneise des Westabschnittes. Die tektonischen Komplikationen, die mit dem Einsetzen dieser Gesteinsserien und der plötzlichen Verbreiterung der UGM verbunden sind, wurden schon beschrieben. Die Psammit- bis Psephitgneise können am besten in der Schlucht des Cornera-Rheins östlich der Alp Cavradi (= „Cavradi-Schlucht“ in (68)) studiert werden, doch ist die Begehung der Schlucht nicht ganz ungefährlich. Weitere gute Aufschlüsse sind in der Nähe der Alphütte der Alp Mott, und, für die psephitischen Typen, im Bach westlich der Hütten von Tgetlems.

Makroskopisch herrscht eine grosse Mannigfaltigkeit, doch fehlen gemeinsame Züge nicht. Der verbreitetste Typus besitzt höckrige, seidenglänzende Schieferungsflächen, die hellgrün, stellenweise fleckig violettblau-grün gefärbt sind und oft längliche, dunkelblaue Flecken enthalten. Die Höcker auf den Schieferungsflächen sind, wie im Querbruch erkannt wird, durch grössere Feldspäte (erkennbar an den Spaltflächen) und Quarzkörner (d von beiden meist $\frac{1}{2}$ —3 mm, einzelne Feldspäte bis 1 cm) bedingt, um die lagige Serizitsträhnen herumführen. Im Quer- und Längsbruch erscheint das Gestein durch das Alternieren von weissgrauen und violettblauen Partien (1—10 cm breit) lagig. Ferner treten blaue, sehr feinkörnige, längliche Schmitzen (bis 5 cm lang) auf. In manchen Fällen sind ausserdem noch schmale gelbliche Lagen (bis $\frac{1}{2}$ cm breit) von Karbonat vorhanden. Dieses tritt, in Form gelblicher Tupfen, auch allgemein in geringen Mengen auf und ist der Grund dafür, dass die verwitterten Psammitgneise oft ein etwas löcheriges Aussehen besitzen, bedingt durch die Herauslösung des Karbonats. In einigen Vorkommen sind die Feldspäte etwas rötlich gefärbt, sodass im

Ganzen ein recht farbiges Aussehen resultiert. Über die erwähnte lagige Struktur im Handstück hinaus ist noch eine breitere Bänderung festzustellen, indem feinkörnige mit grobkörnigen Lagen (20 cm bis 10 m breit) alternieren. Als Einlagerungen kommen rötliche, feinkörnige Arkosen, graue phyllitische Schiefer (z. T. mit 1—2 cm breiten, gelblich anwitternden Karbonatlagen) sowie psephitische Gneise mit Einzelfeldspäten bis 1 cm und Geröllen von weissen, feinkörnigen Gesteinen mit Durchmessern bis 10 cm vor. Die Psammitgneise gehen ferner lokal durch Abnahme der Korngrösse und stärkere Ausprägung der Schieferigkeit in Psammitschiefer über, die meist einheitlich weiss bis grau gefärbt sind und zu Phylliten überleiten. Solche Psammitschiefer sind z. B. direkt westlich des Toma-seewegs und im oberen Val Surplits anstehend. Zu Hauptgesteinen des Permokarbons werden sie indessen erst in der westlichen Fortsetzung der UGM (Pazzolastock - Andermatt) ausserhalb des Untersuchungsgebiets.

Die feldspatreichen Psammit- bis Psephitgneise sind die ausschliesslichen Muttergesteine der weltbekannten, Hämatit-Rutil führenden Mineralklüfte des Val Cornera (in der sogenannten Cavradi-Schlucht), die durch die prachtvollen, flächenreichen Tafelhämatite und die geregelte Verwachsung Hämatit-Rutil ausgezeichnet sind. Ferner erscheint die Gesamtparagenese dieser Klüfte durch das Auftreten von Baryt, Turmalin, Strontianit und Malachit neben Quarz und Adular bemerkenswert (Fundortgruppe 6e von PARKER (68); siehe vor allem BIAESCH (12)). Die Fundortgruppe 6e ist vollständig auf die Psammitgneiszone beschränkt, ausserhalb dieser ist bisher keine einzige Kluft im Tavetsch gefunden worden, welche die für diese Paragenese typischen Merkmale besitzen würde.

U. d. M. wurde eine blastopsammitische Struktur in prachtvoller Ausbildung festgestellt. Der tonig-feinsandige Zement ist zum grossen Teil unter Serizitneubildung und Umkristallisation von Quarz rekristallisiert. Die ehemaligen sedimentär-grobklastischen Komponenten dagegen besitzen meist noch ihre primäre Gestalt, wenngleich auch bei ihnen Umwandlungsercheinungen, Kataklyse usf. beobachtet werden können. Die hier beschriebenen Gesteine sind den von AMBÜHL näher untersuchten Psammitgneisen in der Umgebung von Andermatt, die in der direkten westlichen Fortsetzung unserer Vorkommen liegen, sehr ähnlich. Unterschiede liegen darin, dass im Cavradi-Alp Mott-Gebiet die Serizite der Psammitgneise meist deutlich grün gefärbt sind, während sie im Urserental vorwiegend rein weiss sind und dass in unseren Vorkommen Karbonat

stellenweise nicht unwichtig ist. AMBÜHL hat darauf hingewiesen, dass Psammitgneise und verschieferter Quarzporphyr unter Umständen zu Konvergenztypen führen, die nur schwierig auseinander zu halten sind. Über die sedimentogene Herkunft der hier besprochenen Gesteine kann kein Zweifel bestehen (wobei lediglich bei einigen Gesteinen eine Tuffnatur nicht völlig auszuschliessen ist). Das geht aus der makroskopischen Beschreibung (Bänderung!, lagige Struktur auch im Kleinen, Übergänge zu Psephiten) und aus den mikroskopischen Befunden hervor.

Im Westabschnitt der UGM des von mir kartierten Gebietes wurde kein einziger sicherer Quarzporphyr angetroffen; AMBÜHL (1) erwähnte auch aus dem westlich anschliessenden Gebiet keinen solchen Vertreter. Dass indessen lokal Quarzporphyr innerhalb der Psammitgneisserie auftreten und von diesen durch mehrere Merkmale unterschieden werden können, zeigt ein von mir bei Schöne an der Oberalpreuss (ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes, Koord. 690,83/166,54) gefundener Quarzporphyr (von AMBÜHL (1) nicht erwähnt). Das noch recht massige Vorkommen besitzt ein feinkörniges, weisses Salband und ist offenbar eine lagergangartige, subeffusive Bildung. U. d. M. ist die Eruptivnatur unverkennbar: die Einsprenglinge (Quarz, Na-Kaliumfeldspat, saurer Plagioklas) sind idiomorph und scharf kristallographisch begrenzt; Quarz zeigt Resorptionsbuchten, in welche die Grundmasse hineingreift. Auch die Grundmasse hat trotz Umkristallisation stellenweise noch ihre Primärstruktur (idiomorphe kleine Plagioklase) bewahrt. Ferner bleibt für die Grundmasse, selbst wenn sie rekristallisiert ist, die ruhige, gleichmässige Ausbildung (Quarzlagen usf.) typisch.

Für die normalen heteroklastischen Psammitgneise (mit einem mittleren d der grob-klastischen Komponenten um 1—2 mm) ist der mikroskopische Befund folgender (wobei der Zement und die grob-klastischen Komponenten getrennt besprochen werden sollen):

Die grobkörnigen ($d = 1/2$ —3 mm) sedimentär-klastischen Komponenten setzen sich aus Quarz, Na-Kaliumfeldspat und Plagioklas zusammen. Sie bauen im Mittel 40—60 %, in einzelnen Fällen bis 80 % des Gesteins auf. Na-Kaliumfeldspat überwiegt im allgemeinen Quarz und Plagioklas an Menge und kann bis $1/5$ der klastischen Relikte betragen. Die Feldspäte sind sogar innerhalb des Bereiches eines Dünnschliffs nach Art der Ausbildung äusserst variabel, ein Beweis für die psammitogene Natur der Gesteine.

So wurden festgestellt:

1. Frische Mikrokline mit prachtvoller Gitterung ohne perthitische Entmischung.
2. Perthite (meist grösser als 1.) mit im Dünnschliff bräunlicher Bestäubung.
3. Na-Kaliumfeldspäte (oft Karlsbaderzwillinge) ohne Gitterung, Bestäubung und Perthitbildung.
4. Na-Kaliumfeldspäte mit Schachbrettalbitmetasomatose in allen Stadien, meist zugleich mit Calcitneubildungen von unregelmässigem Umriss.
5. Perthite mit tropfenförmigen Quarzen.

6. Na-Kaliumfeldspäte mit feinsten Hämatiteinschlüssen (die rötlichen Feldspäte!).
7. Na-Kaliumfeldspäte (meist Perthite) mit buchtig hineingreifendem Myrmekit, der jedoch vom Grundgewebe (dem ehemaligen Zement) scharf abgeschnitten wird.
8. Na-Kaliumfeldspäte mit idiomorphen Plagioklaseinschlüssen.
9. Serizitisierte Albitoligoklase, hie und da mit neugebildetem, frischem Albitrand.

Die Schachbrettalbitisierung ist in den meisten Fällen mit der alpinen Epimetamorphose in ursächlichen Zusammenhang zu bringen, denn sie ist dort am ausgesprochensten, wo die Veränderungen durch die Metamorphose auch sonst am intensivsten sind (starke Verschieferung und Rekristallisation). Es wurden indessen in einigen Gesteinen im gleichen Dünnschliff stark umgewandelte Na-Kaliumfeldspäte neben ganz frischen gefunden, sodass sich die Annahme aufdrängt, dass in diesen Fällen die Feldspäte schon zur Zeit der Ablagerung des Sediments albitisiert und zersetzt waren.

Die Form der grossen Feldspäte und Quarze ist die von Bruchstücken und ist als reliktsch zu bewerten. Stellenweise ist eine recht gute Rundung zu konstatieren, häufiger jedoch sind die Gefügekörner unregelmässig eckig. Zu der erwähnten Albitisierung und Calcitisierung der Feldspäte kommt in stärker metamorphen Gesteinen eine sekundäre Kataklaste hinzu, wobei die Risse mit Quarz, Serizit und Albit verheilt sind. Die sedimentär-reliktschen Quarzkörner löschen fast immer undulös aus und sind oft felderartig durch kataklastische Risse aufgeteilt. Lokal sind unter Erhaltung der Umrisse des ehemaligen Sandkorns granoblastische Rekristallisationen anzutreffen. In zwei Schliffen wurde Quarz mit Resorptionserscheinungen angetroffen, wobei jedoch die in der Einbuchtung befindliche „Grundmasse“ (meist feinkörniger Plagioklas) vom Grundgewebe des Gesteins (Serizit-Quarz) scharf abgeschnitten wird, und zwar so, dass dadurch für das Gesamtkorn wiederum eine rundliche Form resultiert. (Offenbar Reste von Quarzporphyrtrümmern).

Der ursprüngliche Zement (tonig-feinsandig) ist zum grössten Teil rekristallisiert. Einzig kleinere bruchstückartige und zerfetzte Plagioklase sind darin noch als Relikte zu bewerten. Die feinkörnigen Kristalloblasten sind in erster Linie Quarz (d von 0,01—0,08 mm) und Serizit (0,02—0,3 mm im Basisschnitt). Der Serizit besitzt, vor allem in den Vorkommen der Cavradi-schlucht, einen deutlichen Pleochroismus von farblos zu hellgrün und erscheint auch makroskopisch grünlich. Der Achsenwinkel wurde mittels Universaldreh-tisch zu 36—38° bestimmt. Ähnlich gefärbte kleine Muskowitpakete in den Zerrklüften gaben für 2V Werte von 34—34½°. Im Grundgewebe erscheinen ferner in meist geringen Mengen Albit und Karbonat; das letztere ist hie und da in Lagen angereichert und kann lokal grössere Bedeutung erlangen. Auch granoblastische Quarzpflaster bilden nicht selten Lagen. In den makro-skopisch dunkleren Partien (violettblau oder etwas rötlich) sind kleine Erz-schüppchen in großer Zahl verbreitet. Die makroskopisch auffälligen, dunkel-blauen Schmitzen bestehen aus einem feinkörnigen Gewebe von Quarz, Albit und feinschuppigem Erz (d von Quarz und Albit um 0,01 mm). Nach der Aus-bildung des Erzes zu schliessen, liegt Hämatit und vermutlich (blaue Farbe der Schmitzen!) auch stark Ti-haltiger Hämatit (siehe dazu auch S. 262 und S. 193) vor. Weitere NGT sind Zirkon, Apatit und ganz selten Epidot.

Eine qualitative Prüfung auf Schweremineralien des pulverisierten Gesteins ergab, dass Zirkon und ein unmagnetisches Erz (Hämatit oder ? Ti-haltiger Hämatit) meist die einzigen Schweremineralien sind. Daneben wurden vereinzelt noch Körner von Rutil gefunden. Die Zirkone sind scharf idiomorph begrenzt und im Kern oft einschlussreich.

Die rötlichen Arkosen, die als 20 bis 50 cm breite Bänke auftreten, unterscheiden sich von den Psammitgneisen nur durch das Zurücktreten oder gänzliche Fehlen von Serizit und durch die kleineren Korngrössen der sedimentär-klastischen Komponenten (unter 1 mm). Das rotfärbende Erz scheint hier Ti-ärmer bis reiner Hämatit zu sein.

Die phyllitischen grauen Schiefer setzen sich aus Quarz, Serizit, Karbonat, wenig Erz und z. T. reichlich Turmalinadeln zusammen. In einem Dünnschliff wurden kleine Chloritoidporphyroblasten beobachtet.

Die Psephitgneise führen grosse Feldspäte (bis 1½ cm) und am Bach westlich der Hütten von Tgetlems (Koord. 694,94/166,58) weisse, aplitartige, gut gerundete Gerölle bis zu 10 cm Durchmesser. Hier und da kommen auch Gesteinsbruchstücke vor, die aus einem grossen Feldspat (meist Perthit) mit Teilen der im ursprünglichen Gesteinsverband angrenzenden Plagioklase und Quarze bestehen. Die weissen, aplitartigen Gerölle sind alle einander makroskopisch auffallend ähnlich; Gerölle anderer Art von dieser Grösse wurden nicht beobachtet.

Mikroskopisch ergab sich für ein Aplitgerölle, das 8 auf 6 auf 2½ cm mass, folgender Mineralbestand: 50 % serizitisierter Albitoligoklas, 35 % Quarz und 15 % schwach perthitischer, frischer Mikroklin bilden ein panxenomorphes Gefüge. Die Quarzkörner löschen draperieartig aus und sind von kataklastischen Rissen durchzogen. Stellenweise greift Myrmekitquarz führender Plagioklas buchtig in den Mikroklin ein ($d = 0,3-0,7$ mm). Die Textur ist massig.

Abschliessend soll noch näher auf die Genesis der soeben erwähnten interessanten Gesteinsserie eingegangen werden. Die Psammitgneise müssen primär als grobkörnige Arkosen mit tonig feinsandigem, lokal etwas karbonatischem Zement vorgelegen haben. Die grauen Schiefer bildeten tonige Zwischenlagen, die Psephitgneise konglomeratische Bänke. Hinsichtlich der Herkunft der sedimentär-klastischen Komponenten weisen die mikroskopischen Befunde eindeutig darauf hin, dass zum mindesten ein Teil des Materials von zur Ablagerungszeit nicht metamorphen Eruptivgesteinen her stammt (idiomorphe Plagioklaseinschlüsse in Na-Kaliumfeldspäten, Quarze mit Resorptionsbuchten!). AMBÜHL (1) hat

die Na-Kaliumfeldspäte der Psammitgneise der Gegend von Andermatt aus dem Gamsbodengranit abgeleitet, wobei er sich besonders auf die „Antiperthit“-Natur der Feldspäte stützte. Wie eigene Nachprüfungen an diesbezüglichen Dünnschliffen ergaben, bezeichnete AMBÜHL die Na-Kaliumfeldspäte mit Albitmetasomatose (meist unter Bildung von Schachbrettalbit) als „Antiperthite“. Man kann sich fragen, ob dies, da es sich nicht um eine Entmischung handelt, berechtigt ist. Auf alle Fälle sind derartige albitisierte Feldspäte nicht herkunftstypisch, da Albitisierung auch noch während der alpinen Metamorphose erfolgte. Immerhin bleibt die Tatsache bestehen, dass die sedimentär-klastischen Bestandteile zu einem Teil, wenn nicht zur Gänze, von Eruptivgesteinen mit noch erhaltener Eruptivstruktur herkommen. Es folgt daraus notwendigerweise eine Abstammung des Materials aus Eruptivgesteinen des herzynischen Zyklus, denn diese hatten allein im GM noch ihre Eruptivstruktur bewahrt. Die Sedimentbildung selbst ist von „nachgranitischem Alter“. Die Funde von Quarzen mit Resorptionsbuchten deuten darauf hin, dass neben Graniten auch Quarzporphyre als Ursprungsgesteine in Frage kommen. Ferner sind die aplitartigen Gerölle der Psammitgneise den gleichkörnigen Salbändern von subeffusiven Quarzporphyren der UGM recht ähnlich. Das spärliche Auftreten von Quarzporphyren im Westabschnitt der UGM und das seltene Auftreten innerhalb des Altkristallins des GM sind keine Gegenbeweise; es können mächtige Quarzporphyrlager spätherzynischen Alters kurz nach ihrer Bildung fast vollständig der Erosion und Zertrümmerung anheim gefallen sein.

KOENIGSBERGER (in (68)) erwähnt aus der Cavadischlucht gepresste Erzgänge und bringt mit ihnen die für alpine Zerrklüfte recht eigenartige Paragenese der Mineralklüfte dieser Gegend (neben Hämatit und Rutil Baryt, Turmalin, Malachit, Strontianit) in Zusammenhang. Trotz intensivem Suchen gelang mir kein Fund eines sicheren älteren Erzgangrestes. Die Magnetitphyllite am Nordrand der permokarbonischen Zone der Cavadischlucht sind keine Anzeichen einer Vererzung; die Psammitgneise selbst führen zwar in den dunkleren rötlichen oder violettblauen Partien ziemlich viel Erz in Form feiner Schuppen, doch fehlen auch hier Beweise für Vererzungen durch aufsteigende Lösungen. Plausibler scheint mir die Annahme, dass in den erodierten und abgetragenen Quarzporphyrlagern, die das Material für die Psammitgneise lieferten, Vererzungen vorhanden waren, die der Zerstörung anheim fielen und lokal eine relative Anreicherung von Erz in einem Teil der Psammitgneise

verursachten. Der heutige Kluftinhalt müsste in diesem Fall gänzlich aus den Psammitgneisen bezogen werden, was für Hämatit, Rutil, Adular und Quarz keine Schwierigkeiten darbietet. Immerhin bleibt merkwürdig, dass in den 12 untersuchten Gesteinsdünnschliffen weder Turmalin noch Baryt festgestellt werden konnte, obgleich auch diese Mineralien z. T. in den Zerrklüften eine Rolle spielen. Das Problem kann daher nicht als gelöst betrachtet werden und bleibt eine der reizvolleren Aufgaben in der Abklärung der Genese der alpinen Mineralklüfte.

Über die chemischen Verhältnisse der Psammitgneise liegen keine eigenen Untersuchungen vor, dagegen gibt es von ähnlichen Gesteinen ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes zwei Analysen, nämlich von zur UGM gehörigen „Serizitschiefern“. Nach den gegebenen Beschreibungen handelt es sich nur um etwas feinkörnigere Varietäten der Psammitgneise. Die Molekularwerte lauten:

Tab. XV. *Serizitreiche, feinkörnige Psammitgneise der UGM*

Nummer in (60)	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
III, 78	403	39,5	34,5	5	21	.76	.35	4.4
III, 111	231	35,5	33	4.5	27	.83	.34	3.2

III, 78 „Serizitschiefer“, oberhalb Hospental

III, 111 „Serizitschiefer“, Oberalpstrasse, Wilerkehr

Aus den Molekularwerten und den Fig. 14 und 15 ergibt sich ein recht bemerkenswerter Chemismus, indem k bei niedrigem mg aussergewöhnlich hoch ist, was nach dem hohen Na-Kaliumfeldspat- und dem Serizitgehalt übrigens zu erwarten ist. In Analyse III, 111 ist auch gewichtsprozentisch der K_2O -Gehalt mit 9,08 % sehr hoch. Die c-Zahl ist klein; sie wird auch in von mir untersuchten Gesteinen trotz des Karbonatgehalts im allgemeinen nicht viel grösser sein, da Karbonat (welches z. T. auch als Dolomit vorliegen wird) praktisch einziges auftretendes Ca-Mineral ist. Zu Vergleichszwecken sind noch die zwei Analysen von Magnetitphylliten und zwei Analysen von Chlorit-Epidot-Albit-(Hornblende-Biotit)-Schiefern (?Tuffe) aus der UGM in den Fig. 14 und 15 berücksichtigt worden. Die Magnetitphyllite zeichnen sich ebenfalls durch eine sehr niedrige c-Zahl aus und fallen zusammen mit den Psammitgneisen deutlich aus dem Feld der altkristallinen Paragesteine heraus. Im k-mg Diagramm unterscheiden sich die Magnetitphyllite durch ihre bedeutend kleinere k-Zahl beträchtlich von den Psammitgneisen.

Schiefer mit fuchsitgrünem Glimmer. Schon KOENIGSBERGER (in (68)) erwähnt aus der Cavradi-Schlucht Gesteine mit „Chromglimmer“. Sie treten hier am Nordrand der UGM, in der Nähe des Kontaktes mit dem TZM auf. Eine nähere Untersuchung der karbonatreichen, z. T. dolomitischen Gesteine wurde nicht vorgenommen.

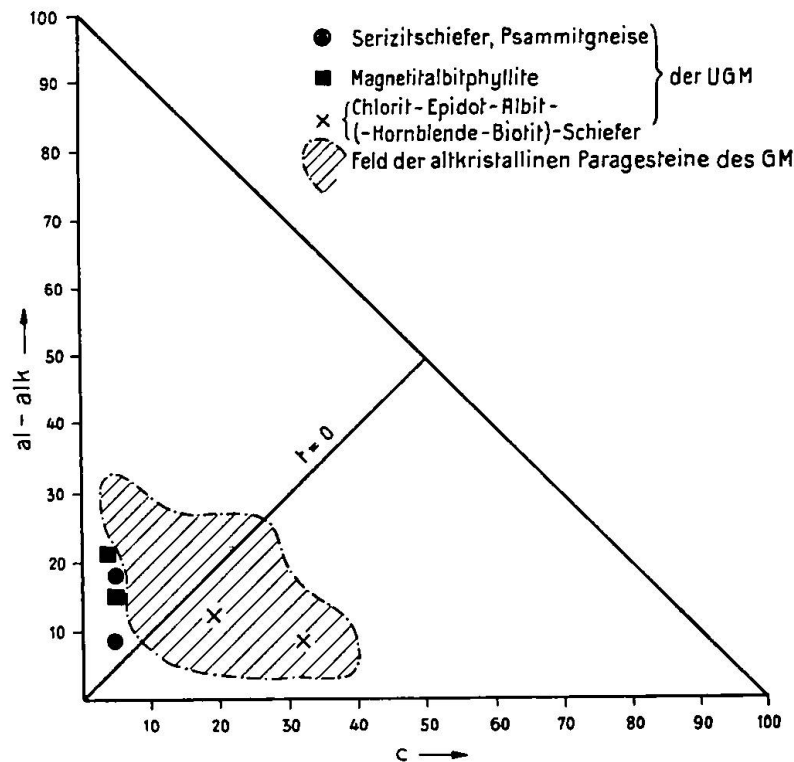


Fig. 14. (al-alk): c-Diagramm der sedimentogenen Gesteine des nachgranitischen Permokarbons der UGM.

c) DER KONTAKT DES NACHGRANITISCHEN PERMOKARBONS MIT DEM ALTKRISTALLIN DES GM

AMBÜHL ((1), S. 353) betont, „dass die Grenze zwischen den Gesteinen der Urserenzone und den südlich folgenden Gneisen nicht nur vom Standpunkt der verschiedenen Metamorphose zu erschliessen ist, sondern sich schon im Feld mit genügender Genauigkeit in die Karte eintragen lässt“. Auch im vorliegenden Gebiet gilt dies im Grossen und Ganzen. Immerhin ist hier an einigen Stellen die Grenzlinie kaum genauer als auf 20—70, sogar bis 100 m festzulegen. Es brauchen aber nicht primär langsame Übergänge von der einen Gesteinsserie zur andern vorzuliegen; in den meisten Fällen kann eine starke Diaphthorese die altkristallinen Gesteine dem Aussehen nach den permokarbonischen sehr nahe gebracht haben, wodurch für

Feldaufnahmen die Grenze stark verwischt wurde. Ein Beispiel hierfür ist z. B. der Querschnitt des Val Medels, wie ja überhaupt im Osten die Diaphthorese der Gneise intensiver war.

In den meisten Kontaktprofilen grenzen an das südlichste Permokarbon Serizit-Biotitgneise, Serizit-Muskowitgneise, die z. T. weisse Quarzite führen (siehe S. 98). Neben dem Auftreten von makro-

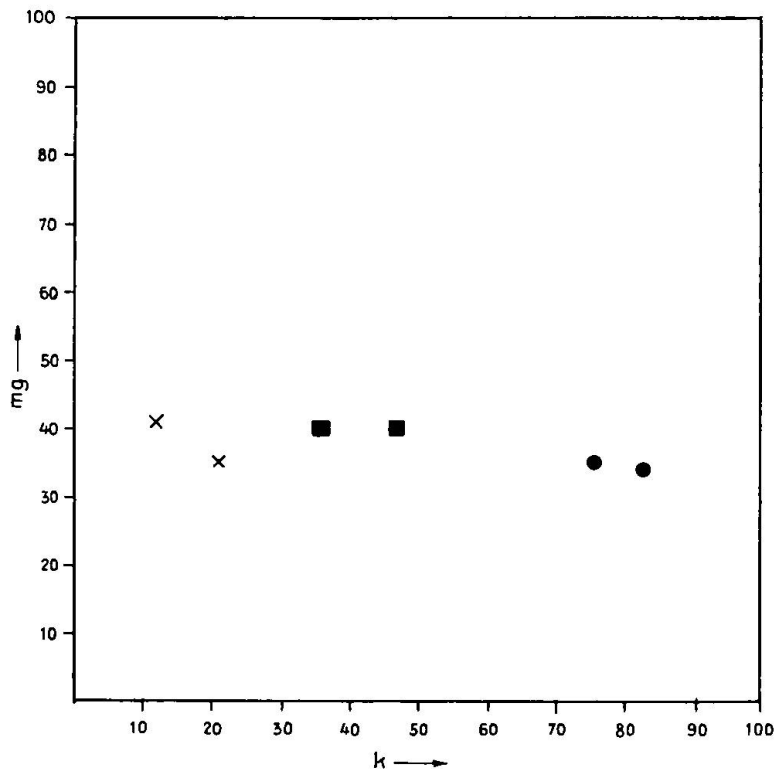


Fig. 15. k-mg-Diagramm der sedimentogenen Gesteine des nachgranitischen Permokarbons der UGM (Zeichenerklärung siehe Fig. 14).

skopisch sichtbarem braunem Biotit, der den Gesteinen eine bräunliche Färbung verleiht (im Gegensatz zu den blaugrau, blauschwarz, grün oder hellgrau gefärbten Gesteinen des Permokarbons), sind es auch der grobblättrige Muskowit und vor allem das Auftreten von Pegmatitgängen, die wichtige Indizien für die Zuordnung eines Gesteinskomplexes zum Altkristallin, und nicht mehr zum Permokarbon, darstellen.

Gute, vollständige Profile durch die Kontaktregion sind nicht sehr häufig, einige sollen im folgenden kurz beschrieben werden.

Im Bett des Medelserrheins sind die Verhältnisse nicht eindeutig. Südlich des bei der Römerbrücke anstehenden grünen Gesteins (= verschiefter Diabas; siehe FRIEDLAENDER (26), S. 41) folgen serizitreiche, schiefrige Gesteine, die allmählich bräunlich werden und Biotitschüppchen makroskopisch erkennen

lassen. Bei Pali sind in diesen stark schiefrigen Gesteinen Quarzite und metamorphe Arkosen eingelagert. Stellenweise sind die Serizit-Biotitgneise etwas grobbaugig (weisse, rundliche Augen). Es war nicht einwandfrei festzustellen, ob ein Konglomeratgneis oder ein verschieferter ophthalmitischer Injektionsgneis vorliegt.

Am Piz Pazzola-Nordgrat und im Westhang ist der Kontakt nirgends gut aufgeschlossen. Auf die Magnetitalbitphyllite folgen helle, rostig anwitternde, quarzreiche Serizitschiefer, dann schiefrige Serizit-Muskowitgneise, die bereits Altkristallin darstellen.

In derjenigen Wildbachrunse, die am Osthang des unteren Cuolm Cavorgia am weitesten hinaufreicht, ist der Kontakt recht gut aufgeschlossen. Nach den feinsandigen Phylliten, z. T. mit dolomitischen Lagen, folgen nach Süden etwas chloritreichere Phyllite, in die, neben andern massigen Bänken (?Arkosen), ein stark verschieferter Quarzporphyr mit etwas löchrigem Aussehen eingelagert ist. Stellenweise sind auch sehr chloritreiche, ziemlich massige Gesteine zu konstatieren, die nach dem mikroskopischen Befund verschieferte spilitische Diabase sein könnten. In schmaler Zone (20—50 cm) folgen hierauf schwarze Schiefer, offenbar ein Rest des gleichen Gesteinszuges, der am Piz Muraun gut entwickelt ist. Es schliessen sich bei ca. 1980 m Höhe Serizit-Biotit- und Serizit-Muskowitgneise an, die mehrere Quarzitbänke führen.

Am Westhang des Cuolm Cavorgia tritt in der Kontaktregion ein recht eigenartiges Gestein auf. Nach gewöhnlichen feinsandigen Phylliten des Permokarbons wurden quarzreiche, helle Phyllite gefunden, die ihrerseits an ein hellgrünes, zum Teil weiss geadertes Gestein grenzen. U. d. M. konstatiert man einen grünlich pleochroitischen Serizit bis Muskowit in ähnlicher, jedoch etwas gröberer Ausbildung wie in den Psammitgneisen des Val Cornera. Ebenso ist das Gestein sehr Na-Kaliumfeldspatreich, doch kann keine sichere Psammitgneisstruktur festgestellt werden. Ebenso wären für Gesteine des nachgranitischen Permokarbons die nicht seltenen pegmatitartigen weissen Schlieren mit grossen Muskowiten merkwürdig. Ich halte daher dieses Gestein für einen zum Altkristallin zu stellenden Injektionsgneis, der jedoch einen ähnlichen Glimmer wie die feldspatreichen Psammitgneise besitzt.

Am breit ausladenden Nordhang des Piz dil Maler sind nur selten schöne Kontaktprofile zu finden, da die permokarbonischen Phyllite meist aufschlussarme Terrassen bilden. An der Fil Alpetta und an der verdeckten Wasserleitung direkt östlich des Grates gehen gegen die Grenze hin die chloritreichen Phyllite rasch in braune schiefrige Serizitbiotitgneise über, die stellenweise weisse Augen (Injektion? Konglomeratgneis?) enthalten und am Grat oben von zahlreichen Muskowitpegmatiten durchsetzt sind.

Die Kontaktverhältnisse bleiben ähnlich bis zum Cavradi-Nordgrat. Am Rhein dagegen, der vom Tomasee her fliesst, ist die Grenze im Gelände nur schwierig festzulegen. AMBÜHL (1) lässt sie hier auf 2010 m verlaufen, während ich sie auf 1870 m Höhe angenommen habe. Die kritischen Gesteinsserien bestehen aus sehr untypischen, meist hellen serizitführenden Schiefern, die indessen stellenweise braunen Biotit führen und in ihrer Gesamtheit sicheren diaphthoritischen Altkristallintypen näher stehen als permokarbonischen Gesteinen.

Das Altkristallin hat gegenüber dem nachgranitischen Permokarbon eine zusätzliche, ältere Dislokationsmetamorphose erlitten.

Man erwartet daher im Grunde genommen eine Diskordanz zwischen den beiden Serien. Eine solche ist heute nicht zu konstatieren, kann aber existiert haben und durch die alpine Zusammenpressung in eine pseudokonkordante Lagerung umgewandelt worden sein. Auffällig ist immerhin, dass fast auf die ganze Länge der UGM das nachgranitische Permokarbon an die gleiche Gesteinszone, an die nördlichen Paragneise¹⁹⁾, grenzt. Nirgends kommen Orthogneise, Granite usw. in Kontakt mit dem nachgranitischen Permokarbon. Es bedeutet dies wohl, dass die Diskordanz hier schon primär keine ausgeprägte war.

d) BEMERKUNGEN ZUR STRATIGRAPHIE DES NACHGRANITISCHEN PERMOKARBONS

In den Querprofilen von der Garvera (Nordgrat Piz Muraun) bis zum Val Nalps bleibt im Grossen und Ganzen die Reihenfolge der einzelnen Schichtglieder des nachgranitischen Permokarbons von Süden nach Norden die gleiche, wobei allerdings einzelne Gruppen lokal fehlen oder nach Westen hin langsam verschwinden (z. B. Konglomeratgneise). Man gewinnt indessen den Eindruck, dass im Grossen und Ganzen die primär-stratigraphische Reihenfolge noch erhalten geblieben ist, d. h. dass die nördlichsten Glieder zugleich die jüngsten und die südlichsten zugleich die älteren Schichtglieder darstellen. Ein Sammelprofil für den Raum zwischen dem Querprofil des Piz Muraun-Nordgrates und demjenigen des Cuolm Cavorgia hat folgendes Aussehen²⁰⁾:

Tab. XVI.

Rauhwacke	<i>Trias</i>
150—500 m	tonige blauschwarze Phyllite, mit wenigen Bänken einer plagioklasreichen Arkose.
240—500 m	feinsandige blaugraue Phyllite.
100—200 m	feinsandige Phyllite mit hellrötlichen dolomitischen und dolomitisch-kalkigen Einlagerungen.
0— 50 m	Magnetitbitphyllite.
0—550 m	Konglomeratgneise, z. T. psammitisch, in den unteren Teilen mit spilitischen Diabasen, Keratophyren und Quarzporphyren. Letztere oft mächtig (bis 220 m).
0— 40 m	Serie mit schwarzen, kohligen Schiefern (nur am Muraungrat gut entwickelt); daneben Arkosen und feinkonglomeratische Schiefer.
Paragneise des GM, z. T. stark verschiefert, häufig mit Quarzitbänken.	

¹⁹⁾ Innerhalb des untersuchten Gebietes immer an ähnliche Serizit-Biotitgneise (mit Quarzeinlagerungen), was auch gegen eine allfällige Hypothese eines tektonischen Kontaktes zwischen Altkristallin und nachgranitischem Permokarbon im Sinne einer Deckenüberschiebung spricht.

²⁰⁾ Mit Benutzung der Profilbeschreibungen von P. NIGOLI (57) für das Profil am Muraun-N-Grat.

Die primär-sedimentäre Korngrösse der nördlich den schwarzen Schiefern liegenden Serie nimmt demnach nach Norden, d. h. primär nach oben hin, ab. Die gleiche Feststellung gilt auch für den Verrucano der helvetischen Decken (OBERHOLZER (70), S. 206), mit dem ja diese Gesteine in erster Linie verglichen werden müssen. Dass äusserlich die blauschwarzen Phyllite den roten Verrucanoschiefern recht unähnlich sind, wurde S. 193 auf die stärkere Metamorphose des „Verrucanos“ der UGM zurückgeführt. Auch die dolomitischen Lagen und Linsen haben ihre Äquivalente im helvetischen Verrucano (siehe S. 198). — Nach Westen hin verschwinden vorerst die Konglomeratgneise, die z. B. schon auf Cuolm Cavorgia ganz fehlen. Es kann sich um ein primär-stratigraphisches oder unter Umständen auch um ein tektonisches Auskeilen handeln. Noch weiter im Westen (Val Cornera) treten grobklastische Gesteine erneut auf.

F. WEBER hat auf seiner Karte (VII) die dem Quarzporphyr des Nordgrats des Piz Muraun vorgelagerten Konglomeratgneise zweigeteilt. Einen nördlichen Teil parallelisiert er mit dem Verrucano der helvetischen Decken; der südliche Teil soll nicht mehr Verrucano entsprechen, er wird zu den präkarbonisch-altkarbonischen Gesteinen gerechnet (vermutlich als Altkarbon angenommen). Zwangsläufig werden die noch weiter südwärts folgenden schwarzen Schiefer im gleichen Profil nicht mit dem Oberkarbon (z. B. Tödikarbon) verglichen, sondern ebenfalls ins Prä- bis Altkarbon gestellt. Ein vorläufiger Vergleich von eigenen Dünnschliffuntersuchungen mit solchen von HÜGI (42) aus dem Oberwestphalien des Bifertenfensters und mit den Angaben bei BRÜCKNER (14) ergaben jedoch gute Übereinstimmung dieser kohligen Gesteinsserien. Es darf also trotz Fehlen von eigentlichen Anthrazitflözen und Pflanzenresten durchaus die Möglichkeit im Auge behalten werden, dass die schwarze Schieferserie am Muraun-Nordgrat dem sicheren pflanzenführenden Oberwestphalien, wie es in den anderen Zentralmassiven gefunden wurde, stratigraphisch entspricht und die gesamte vorgelagerte Konglomerat- und Phyllitserie (mitsamt dem eingelagerten Quarzporphyr) dem Verrucano der helvetischen Decken gleichzustellen ist. Gegenüber der Hauptentwicklung des helvetischen Verrucano ist allerdings das starke Überwiegen der tonigen und feinsandigen Glieder über die konglomeratischen auffällig; letztere können stellenweise sogar ganz zurücktreten. Am ehesten lässt sich das nachgranitische Permo-karbon zwischen Muraun und Nalpstal mit den Verrucanoserien vergleichen, die zu den primär südlichsten Teilen der Mürtschendecke

gehören, da auch dort der grösste Teil des Verrucanos tonig entwickelt ist (OBERHOLZER (70)).

Die bisherigen Bemerkungen gelten nur für den Ost- und Mittelabschnitt des Untersuchungsgebietes (östlich Val Ruinatsch). Die Verhältnisse im westlichen Abschnitt sind weniger klar. Auf alle Fälle treten dort wieder konglomeratische und grobpsammitische Gesteine in z. T. grosser Mächtigkeit auf. Inwieweit noch eine normale stratigraphische Reihenfolge vorliegt, bleibe jedoch dahingestellt. Das Vorkommen von schwarzen Schiefern bei Andermatt inmitten der Psammitgneise und Schiefer lässt vermuten, dass sekundäre Mulden oder auch Verschuppungen nicht fehlen.

III. Das Mesozoikum

Das mesozoische Alter der dem nachgranitischen Permokarbon vorgelagerten Serie dolomitischer und kalkiger Gesteine konnte im engeren Untersuchungsgebiet nicht durch ihrer Spezies nach bestimmbare Fossilien belegt werden, steht jedoch aus verschiedenen Gründen wohl zweifelsfrei fest. Einmal ist die Entwicklung der Trias mit Rauhwacke, Zellendolomit, Dolomit und Quartenschiefern typisch und unverkennbar. Dann ist für die kalkigen Glieder mesozoisches Alter durch die Pentacrinitenfunde von F. WEBER (siehe P. NIGGLI (56), S. 12 und 13) in identischen Gesteinen aus der Fortsetzung der UGM nach Osten (auf Culm de Nadèls) bewiesen.

Der erste Abschnitt (a) ist der lithologischen Beschreibung der Gesteinstypen gewidmet, anschliessend wird (b) die Detailstratigraphie des Mesozoikums der UGM an Hand einiger Profile besprochen und (c) mit andern alpinen mesozoischen Schichtreihen verglichen werden. In c) wird ferner versucht, durch Vergleiche das Alter der posttriasischen Glieder genauer festzulegen.

a) DIE GESTEINSTYPEN

Schon rein lithologisch drängt sich eine Zweiteilung der Mannigfaltigkeit der mesozoischen Gesteine auf. Eine südlichere Abteilung ist vor allem durch das Auftreten dolomitischer Gesteine charakterisiert und muss der Trias zugeordnet werden. Ihr folgt nördlich eine Gruppe von Kalken, Sandkalken und schwarzen Schiefern. Gegenüber der Trias ist neben dem Fehlen von dolomitischen Gesteinsarten und dem Auftreten von Kalken die schwarze Färbung (kohliges Pigment) der schieferigeren Gesteine typisch. Diese zweite Gruppe wird vorläufig unter der Bezeichnung „jurassische Gesteine“ beschrieben.

α) Triasische Gesteine.

Rauhwaacke. Da, wo Rauhwaacke vorhanden ist, bildet sie immer das südlichste und damit primär älteste Glied der mesozoischen Schichtreihe. Am Osthang des Val Nalps treten mehrfach kleinere Höhlen im Rauhwaackezug auf. Eine nähere Untersuchung dieser Gesteine unterblieb.

Dolomit. An manchen Stellen (z. B. in den Aufschlüssen östlich Pardatsch da Vaccas und am rechten Talhang des Val Gierm) wurden Dolomitgesteine gefunden, die von der alpinen Dislokationsmetamorphose praktisch unberührt geblieben sind. Gesteine dieser Art sind dicht, massig, im frischen Bruch von hellgraublauer Farbe und brechen splittrig. U. d. M. wird ein mittleres d der bis 98 Vol.-% einnehmenden Dolomitmörner von 0,015 bis 0,03 mm gemessen. NGT sind Quarz und klarer Albit. Mit verd. HCl wurde keine Reaktion konstatiert. In deutlich dislokationsmetamorphen Typen tritt in geringem Masse eine Neubildung von Serizit auf, verbunden mit etwas gröberer Umkristallisation des Karbonats. Die Korngrösse übersteigt indessen nur selten 0,1 mm (ausgenommen in aderartigen Bildungen). Ferner ist für die stärker überarbeiteten Dolomite eine intensive braune bis gelbe Anwitterung (beim frischen Bruch rein weisser Farbe) und das Auftreten von Quarzschnüren und -adern typisch. In schmalen Lagen (bis 1 m breit) wurde, besonders im Gebiet des oberen Val blava (Val Nalps) ein auch im frischen Bruch rötlicher Dolomit gefunden. Diese meist deutlich schiefrigen Gesteine verdanken ihre Farbe kleinen Hämatitschüppchen.

Gips wurde nicht festgestellt und ist bisher aus dem Ostteil der UGM (östlich der Pazzola-Umbiegung) noch nicht bekannt geworden. Es ist indessen nach BRÜCKNER (14a) wahrscheinlich, dass die Rauhwaacke primär gipshaltig war und dies in den nicht aufgeschlossenen Partien teilweise heute noch ist. Darauf weist auch das Auftreten der Mineralquellen des Tenigerbads hin, die der Trias der UGM entspringen und eine beinahe gesättigte Gipslösung führen.

Quarzsandsteine, Quarzite. Quarzite treten im untersuchten Gebiet nur im Niveau der Quartenschiefer auf, liegen also immer nördlich von Dolomit und Rauhwaacke. Ein sicherer Triasbasisquarzit, der dem Melsersandstein der helvetischen Trias gleichzustellen wäre, wurde nicht angetroffen. Makroskopisch ist die Variabilität der Sandsteine eine recht grosse. Auf Fil Alpetta und westlich davon im Quellgebiet des Baches, der gegenüber der Kapelle Sontga Brida in den Vorderrhein mündet, kommen weisse, löchrig anwitternde Typen vor. Die löchrige Struktur ist durch ein gelb-

liches Karbonat bedingt, das bei der Verwitterung herausgelöst wurde. Es dürfte sich um ein breunneritartiges Glied der Karbonatreihe handeln. Die Gesteine verhalten sich petrographisch ähnlich den „Tigersandsteinen“ (ROSENBUSCH (78), S. 538). Stellenweise werden sie etwas primär porphyroklastisch, indem bis 2 mm grosse, nicht selten etwas rötlich gefärbte Quarze auftreten.

P. NIGGLI erwähnt ((56), S. 7) von einem Fundort westlich Fil Alpetta eine Serizitquarzitbank mit „schon makroskopisch sichtbaren, hellroten Granatporphyroblasten“. Das Vorkommen eines solchen Gesteins konnte nicht bestätigt werden, in makroskopisch ähnlichen Gesteinen vom gleichen Fundort waren die rötlichen Körner immer als reliktsch-klastische Quarze bestimmbar.

Im Gebiet des Cuolm Cavorgia und am Osthang des Val Gierm sind die Quarzite im Quartenschieferniveau häufig grünlich gefärbt und führen stellenweise kein Karbonat mehr. Auch hier sind heteroklastische Typen und solche mit rötlichen Quarzen verbreitet.

U. d. M. ist die blastopsammitische Struktur deutlich erkennbar. Feinkörnigere Typen und der Zement bei grobsandigerer Ausbildung sind granoblastisch umkristallisiert, unter Neubildung von wenig Serizit. Der letztere besitzt in den grünlichen Quarziten u. d. M. eine deutlich hellgrüne Farbe und bedingt die Färbung dieser Gesteine. Sowohl im Zement wie in den grobklastischen Komponenten (mit d bis $2\frac{1}{2}$ mm, meist um 1 mm) ist Quarz der vorherrschende Gemengteil. Die grösseren Quarze sind meist noch primär-reliktsch, also nicht umkristallisiert. Sie zeigen gut gerundete Formen. Im übrigen jedoch ist undulöse Auslöschung häufig, die Kristalle sind z. T. auch zerbrochen oder rekristallisiert. Nicht selten enthalten reliktsche Quarzkörner reichlich Flüssigkeitseinschlüsse mit Gaslibellen. Gelbliches (? breunneritartiges) Karbonat kann stellenweise wichtig werden (bis 20 Vol.-%) und bedingt, wie erwähnt, das löchrige Aussehen mancher verwitterter Quarzite der UGM-Trias. Feldspäte wurden weder als klastische Komponenten noch als Neubildungen konstatiert; hie und da erwecken indessen Serizitaggregate den Eindruck von Feldspatzersetzungsprodukten. Eine qualitative Prüfung auf Schweremineralien ergab, dass diese Gesteine sowohl mengenmässig wie in bezug auf die Variabilität ausgesprochen schweremineralarm sind. Es wurden einzig gerundete Zirkone (z. T. hellrötlich) und selten Rutil angetroffen.

Chloritoidschiefer (Chloritoidphyllite). Die makroskopisch auffälligen, Chloritoidporphyroblasten führenden Gesteine sind charakteristische Vertreter der Quartenschieferserie der UGM-Trias. Auf eine eingehende Beschreibung wurde im Hinblick auf die Arbeit von P. NIGGLI (56) verzichtet. Am verbreitetsten ist der Typus Nadèls von P. NIGGLI, der prachthvolle Vertreter im oberen Teil des Val blaua (Val Nalps) und auf Fil Alpetta besitzt. Als Besonderheit kann die u. d. M. ausgezeichnet blaue Färbung der Chloritoide dieser Fundorte erwähnt werden. Recht häufig ist auch Typus Naustgel (chloritreich), der z. B. im Fil Alpetta-Profil auftritt. Da-

neben wurden auch schwarze, an kohligem Pigment reiche Chloritoidschiefer (Typus Garvera 1) gefunden, so im Bachbett des Nalpserheins unterhalb Pardatsch da Vaccas, wo auch ein schöner Chloritoidschiefer vom Typus Nadèls ansteht. Die schwarzen Chloritoidschiefer befinden sich am Übergang der Quartenschiefer zu den kalkigen, liasischen Serien und treten innerhalb der eigentlichen Quartenschiefer nirgends auf.

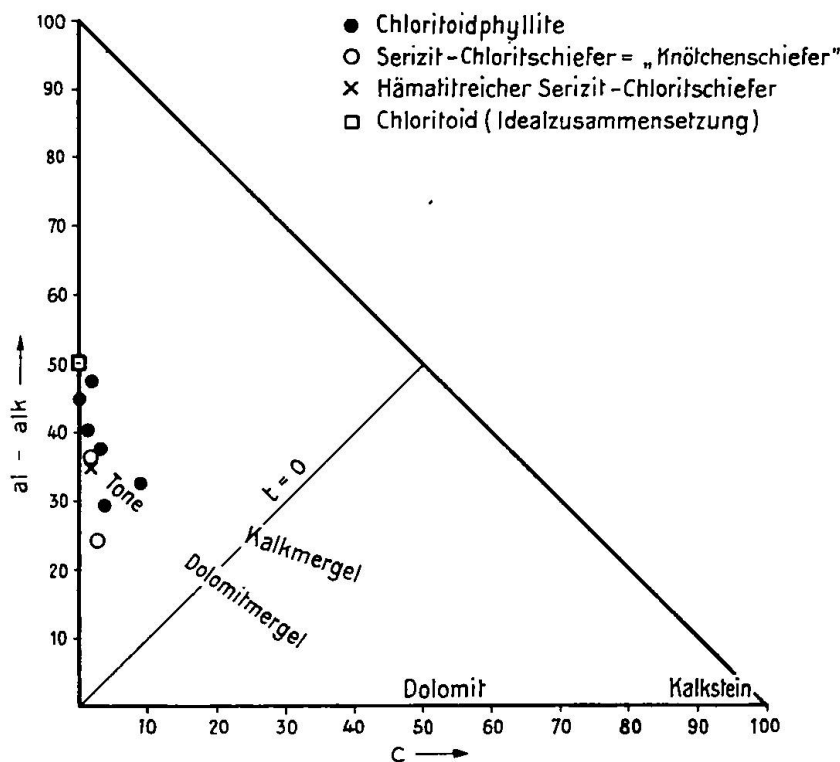


Fig. 16. c: al-alk-Diagramm der metamorphen, phyllitischen Quartenschiefer der östlichen UGM.

Östlich des Val Nalps gelang mir kein Fund von eigentlichen Chloritoidschiefern mit makroskopisch sichtbarem Sprödglimmer. Es ist dies indessen wohl auf die Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse in diesen Gebieten und nicht auf ein primäres Fehlen zurückzuführen.

Übrige Phyllite. Charakteristisch für die gewöhnlichen phyllitischen Gesteine der Trias ist ihre Mannigfaltigkeit in der Färbung. Es kommen grüne, violette, blaue, graue, ockergelbe und weisse Farbtöne vor. Die ockergelben und weissen Phyllite lassen häufig u. d. M. beginnende Chloritoidbildung erkennen. Einzelne dunkler gefärbte Typen sind sowohl im Handstück wie u. d. M. nur schwer von serizitreichen Phylliten des Permokarbons zu unterscheiden. Immerhin fehlen die dort häufigen feinsandigen Phyllite.

Durch die Untersuchungen von P. NIGOLI (56) sind wir über den Chemismus der phyllitischen Quartenschiefer (insbesondere der Chloritoidschiefer) der UGM sehr gut orientiert. Wie Fig. 16, die mit Hilfe der Seite 244 mitzuteilenden Molekularwerte konstruiert wurde, zeigt, sind die analysierten Chloritoidschiefer und Phyllite aus c-armen Tonen mit relativ grossem Tonerdeüberschuss entstanden.

Dolomitschiefer mit grünen und violetten „Tonhäuten“. In typischer Ausbildung finden wir diese Gesteine im Profil der Wasserleitung (siehe S. 222) am Osthang der Fil Alpetta. Sie sind Quartenschiefern aus dem Piz Urlaungebiet sehr ähnlich.

β) Jurassische Gesteine

Die Gruppe der Kalke und Sandkalke wurde nach der primären Korngrösse zweigeteilt, in feinkörnige Kalke und Sandkalke einerseits und Grobsandkalke (mit Quarzkörnern über 0.75 mm) andererseits. Dieses Verfahren ist auch aus stratigraphischen Gründen berechtigt (siehe S. 221).

Feinkörnige Kalke und Sandkalke. Gesteine dieser Art treten vor allem in intensiver Wechsellagerung mit schwarzen Schiefern auf und bilden im allgemeinen Bänke von 50 cm bis 3 m Mächtigkeit. Ferner kommen sie in Wechsellagerung mit den Grobsandkalcken vor, die durch Abnahme der Korngrösse der Quarze mit den feinkörnigen Typen durch Übergänge verbunden sind.

Im frischen Bruch ist die Färbung der meist braun anwitternden Gesteine dunkelblaugrau. Viele Typen führen reichlich makroskopisch sichtbaren Pyrit, der in Würfelform auftritt. Quarzknauer, sowie Calcitadern sind in diesen Gesteinen häufig. Die primär sandigen, quarzführenden Typen ergeben als Verwitterungsprodukte oft extrem löchrige, poröse Gebilde, entstanden durch Herauslösung des Karbonats und Zurückbleiben des Quarzes. Calcitreichere Ausbildungen führen hie und da grössere (d bis 2 mm), spätige Calcitkristalle, die an Echinodermenspatcalcite erinnern.

U. d. M. ist der grosse Einfluss der alpinen Dislokationsmetamorphose deutlich erkennbar. Die meisten Typen sind vollkommen granoblastisch rekristallisiert, was besonders aus der oft plattigen Ausbildung der Calcitkristalle hervorgeht. Die Umkristallisation hatte indessen keine starke Kornvergrößerung zur Folge, d liegt um 0,02 bis 0,1 mm. Auch für Quarz ist im allgemeinen granoblastische Entstehung anzunehmen, da stark lappige Umrisse vorherrschen. Quarz ist ferner oft erfüllt von zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen. Serizit in feinen Strähnen, den Hauptbruchflächen makroskopisch einen Seidenglanz verleihend, fehlt selten; weitere NGT sind Chlorit (graue I. F.,

n'_a in Längsrichtung), feinschuppiger grüner bis grünbrauner Biotit, Magnetit, Pyrit, Turmalin und ? kohliges Pigment. Pyrit kann bis 2 mm grosse Kristalle bilden und ist wie Magnetit blastische Neubildung. Die schon erwähnten, makroskopisch sichtbaren „Spatcalcite“ zeigen manchmal noch Reste einer Echinodermengitterstruktur, oft markiert durch die Art der Verteilung einer opaken Substanz.

Das mengenmässige Verhältnis Calcit zu Quarz ist ausserordentlich variabel, wie aus Tab. XVII hervorgeht, die die quantitativen Mineralbestände (Vol.-%) von 5 „Feinkalken und -sandkalken“ aus der Region Val Nalps - Val Gierm vermittelt. Es kommen auch noch quarzreichere Typen vor (eigentliche Quarzite).

Tab. XVII.

Karbonat	98 %	96 %	75 %	45 %	40 %	10 %
Quarz		2 %	20 %	45 %	50 %	85 %
NGT	2 %	2 %	5 %	10 %	10 %	5 %

Eine durch den Reichtum an (allerdings unbestimmbaren) Fossilien ausgezeichnete Abart der Feinkalke wurde im obersten Teil (auf ca. 1870 m Höhe) des kleinen Tobels, das 100 m westlich Regada (unter Alp Cavorgia) durchzieht, gefunden. Das als Lumachellenkalk zu bezeichnende Gestein liegt im südlichsten Teil der jurassischen Serie, nahe den Quartenschiefen. Der fossilreiche Kalk tritt in zwei schmalen Bänken von 30 resp. 20 cm Mächtigkeit auf, die durch 4 cm schwärzlichen Schiefer voneinander getrennt sind. Südlich folgen bändrige, harte, quarzreiche, schwarze Schiefer, die u.d.M. etwas Sprödglimmer (? Clintonit) führen. Nördlich des Lumachellenkalks treten gewöhnlich Feinkalke und schwarze Schiefer auf. Der Fossilreichtum ist besonders auf Verwitterungsflächen auffällig. Man erkennt vorwiegend Lamellibranchiatenschalenreste (bis 5 mm gross), daneben Echinodermenbruchstücke (mit Lupe Gitterstruktur deutlich zu erkennen) und kleine schwarze Gastropoden (bis 2½ mm gross). Die letzteren sind phosphorisiert, wie ein mikrochemischer Nachweis (mit Ammoniummolybdat) von Phosphat zeigte. Die alpine Metamorphose hatte eine deutliche Verschieferung zur Folge, auf den Hauptbruchflächen erkennt man seidenglänzenden Serizit.

Grobsandkalke. Besonders schön entwickelt sind diese heteroklastischen, reichlich quarzführenden Gesteine in der Region zwischen Val Nalps und Alp Pazzola.

Gute Aufschlüsse sind an folgenden Lokalitäten zu finden: Im Bachbett des Nalpserrheins unter Pardatsch da Vaccas; in einem sumpfigen Graben nordöstlich Pardatsch da Vaccas (nordnordwestlich des weithin sichtbaren Dolomitkopfes); im Wald nordwestlich Alp Cavorgia (Koord. 703,2/168,9, von Sedrun aus sichtbare Felsköpfe); am Weg, der von Misess grond ins hintere Val Gierm führt; im Wald nordwestlich Alp Pazzola.

Makroskopisch ist für die meisten Vorkommen die rillenartige Anwitterung ausserordentlich typisch. Sie ist bedingt durch einen intensiven Wechsel von grobkörnigeren, quarzreicheren Partien mit feinkörnigeren, quarzärmeren Lagen. Die quarzreicheren, gröberen Lagen treten infolge ihrer grösseren Widerstandsfähigkeit der Verwitterung gegenüber als Rillen und sich verzweigende Leisten hervor. Die Breite der alternierenden Lagen beträgt 0,5 bis 15 cm. Im Detail sind die grobkörnigeren Partien noch dadurch ausgezeichnet, dass bei stärkerer Verwitterung die bis 2 mm grossen Quarzkörner herauswittern und dadurch aus der Gesteinsoberfläche vorragen. Seltener sind auch mehrere m mächtige Bänke von relativ einheitlicher Korngrösse anzutreffen, die dann die rillenartige Anwitterung nicht zeigen (so am Weg von Misess grond ins Val Gierm). Die Farbe der Gesteine im frischen Bruch (angewittert braun) variiert von rein weiss zu graublau. Oft wird auch durch einen Wechsel in der Färbung eine Bänderung hervorgerufen. Einzelne Typen sind schon makroskopisch durch einen recht grossen Erzgehalt (Magnetit, Pyrit) ausgezeichnet. Ferner treten gelbliche limonitisierte (bis 3 mm grosse) Komponenten auf. Auf den Hauptbruchflächen wird grüner Chlorit-Biotit und seidenglänzender Serizit festgestellt. Die Grobsandkalke (mit den alternierenden feinkörnigen Lagen) bilden einheitliche Bänke, die eine Mächtigkeit bis 80 m erreichen können. Einschaltungen von schwarzen Schiefern kommen vor, sind aber selten. Die Grobsandkalkserie baut oft grössere Felsköpfe auf. An allen Fundstellen im Untersuchungsgebiet sind sie die nördlichsten, damit primär jüngsten Glieder der aufgeschlossenen mesozoischen Schichtreihe und stossen in scharfem, tektonischem Kontakt an die „nördliche Schuppungszone“, die vor allem permokarbonische Gesteine, seltener auch Schuppen von mesozoischen Gesteinen enthält.

U. d. M. ist die starke alpin-metamorphe Überprägung auffällig: bei prachtvoll blastopsammitischer Struktur ist der vorwiegend kalkige Zement gänzlich rekristallisiert²¹⁾. In vielen Fällen sind indessen auch die grossen Quarzkörner kleinkörnig rekristallisiert, indem als primär nur die rundlichen Umriss des ehemaligen Sandkorns erhalten blieben. Noch nicht umkristallisierte Quarze besitzen neben immer vorhandener undulöser Auslöschung und z. T. Kataklyse oft Böhm'sche Streifung, z. T. als kreuzweises System von Streifen entwickelt. Sowohl reliktsche wie neugebildete Quarze sind häufig von massenhaften Flüssigkeitseinschlüssen erfüllt. In einzelnen Fällen ist ein sekundäres Anwachstum von neuer, die alten Sandkornumrisse verwischender Quarz-

²¹⁾ Im folgenden werden nur die grobsandigeren Partien besprochen, für die feinkörnigeren Lagen gilt die Beschreibung unter „feinkörnige Kalke und Sandkalke“.

substanz festzustellen. In zwei Schliffen wurden in grösseren „Calcitspaten“ Reste von Echinodermengitterstruktur angetroffen. Als metamorphe Neubildungen treten Serizit (z. T. etwas grünlich), Chlorit (u. d. M. farblos, graue I. F., n_{α}' in Längsrichtung), feinschuppiger, dunkelgrüner, seltener grünbrauner Biotit, Pyrit und Magnetit auf. Die Vorkommen im Wald nordwestlich der Alp Pazzola sind stellenweise auffällig reich an Erz, was auf einen primär hohen Fe-Gehalt schliessen lässt. Die absolut idiomorphen Pyrite und Magnetite sind wohl sicher metamorph entstanden. Recht selten ist klarer, unverzwilligter Albit, der auch feine Erzeinschlüsse enthalten kann. Eine qualitative Schwere-mineralienuntersuchung ergab das Auftreten von Magnetit, Pyrit (beide sekundärer Entstehung) und Zirkon (primärer Herkunft) als wichtigste Schwere-mineralien. Daneben wurden als ebenfalls noch primäre Komponenten Turmalin (orange-gelb, gelbbraun und braunschwarz) und ein Rutilkorn konstatiert. Zirkon ist gut gerundet, im Gegensatz zu den meist noch scharf idiomorphen Zirkonen der permokarbonischen Psammitgneise. Die Schweremineralparagenese (Zirkon, Turmalin, Rutil und Erz) stimmt mit der andernorts in schweizerischem Mesozoikum festgestellten überein, die ja ganz allgemein eine recht eintönige ist.

Korngrössen: d des Zements (Calcit) um 0,1 mm

d der Quarzkörner bis $2\frac{1}{2}$ mm, meist um $1\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ mm.

Der quantitative Mineralbestand ist stark variabel: häufig sind Gesteine mit 45—60 % Calcit und 35—50 % Quarz. Lokal kommen indessen auch sehr quarzreiche Gesteine mit bis 80 % Quarz vor, die schon als Quarzite bezeichnet werden können.

Die grauen und schwarzen Schiefer. Sie bauen nirgends grössere, einheitliche Komplexe auf, sondern treten in feinkörniger Wechsellagerung (10 cm bis 4 m mächtige Lagen) mit feinkörnigen Kalken und Sandkalken auf. Als schmale (10 cm bis 1 m mächtige) Einlagerungen kommen sie auch untergeordnet in den Grobsandkalkhorizonten vor. Das gemeinsame Charakteristikum ist der mehr oder weniger ausgeprägte Reichtum an kohligem Pigment und die jetzt schiefrige Textur. Im übrigen ist jedoch die Mannigfaltigkeit gross, indem erstens tonreiche (heute serizitreiche), kalkfreie, zweitens mergelige und drittens sandig-tonige (quarzreiche) Typen vorkommen, die in allen Übergängen miteinander verbunden sind. Die sehr quarzreichen Typen sind kompakt und hart; sie besitzen, bedingt durch das Auftreten grösserer Quarzkörner, oft eine „höckrige“ Ausbildung der Schichtflächen. Eine weitere Besonderheit der quarzreichen Typen liegt darin, dass sich oft das kohlige Pigment in schmalen (0,2 mm bis 4 cm breiten) Lagen (als Folge der alpinen Metamorphose) längs den Clivageflächen angesammelt hat, wobei die Zwischenlagen gänzlich frei von kohligem Pigment sind. Dadurch erhalten die Gesteine bereits auf den Hauptbruchflächen (parallel der Schieferung und der ursprünglichen Schichtung) ein gestreiftes, „zebramusterähnliches“ Aussehen, bedingt durch den

Winkel (meist 20—40°), den das die kohligen Pigmente führende Clivage mit der Schieferung bildet. (Beispiel eines Fundortes: Direkt südlich des S. 216 beschriebenen Lumachellenkalkes.) Die kalkigen und tonigen (z. T. etwas feinsandigen Typen) brechen leicht und in charakteristischer, dünnplattiger Form. Sie führen oft als weiteres typisches Merkmal bis 1 cm grosse, würflige Pyritkristalle, die z. T. limonitisiert sind und bei stärkerer Verwitterung ganz verschwinden und einen würfelförmigen Hohlraum zurücklassen.

Die Untersuchungen u. d. M. werden durch das den ganzen Dünnschliff schwarz färbende kohlige Pigment stark erschwert. Serizit, Quarz, kohliges Pigment und Calcit können Hauptgemengteile (d meist um 0,01 oder darunter) sein. Fast immer vorhanden ist feinnadliger Rutil, weitere NGT sind Turmalin und Erz. In einzelnen Schiefern, vor allem in den erwähnten gestreiften Typen, wurden in kleinen Individuen (d bis max. 0,15 mm) farblose Sprödglimmer gefunden. Es ist nicht ausgeschlossen, dass es sich um Clintonit handelt, die optischen Eigenschaften sind indessen, der Kleinheit und der zahlreichen Einschlüsse wegen, nicht genauer zu bestimmen. Auf alle Fälle ist in der Art des Auftretens (nicht selten sternförmige Aggregate) und im allgemeinen mikroskopischen Habitus die Ähnlichkeit mit sicheren Sprödglimmern (Chloritoiden) recht gross.

b) STRATIGRAPHIE

Völlig lückenlose Profile durch das Mesozoikum der UGM sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Dazu kommt, dass aus tektonischen Ursachen die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder sehr stark variieren kann (bis zu lokaler Reduktion auf Null), ganz abgesehen vom generellen, sukzessiven Auskeilen der jüngeren Schichten nach Westen hin (siehe S. 186). Eine genauere Durchsicht der aufgenommenen Profile ergab indessen trotz den genannten Schwierigkeiten, dass im Grossen und Ganzen eine normale Schichtreihe (d. h. mit im wesentlichen noch primärer Reihenfolge der einzelnen Schichtglieder) vorliegt, eine Serie, die mit Trias im Süden beginnt, stratigraphisch normal auf die permokarbonischen Schiefer folgt und die primäre, \pm autochthone²²⁾ mesozoische Sedimenthülle des GM darstellt. Die Trias ist gut zu gliedern und auch die nachfolgende jurassische Kalk-, Sandkalk- und Schieferserie lässt noch stratigraphische Unterteilungen zu. Die jurassischen Gesteine müssen in unserem Untersuchungsgebiet, wie in Abschnitt c) noch gezeigt wird, in ihrer Gesamtheit als Lias aufgefasst werden.

Vor der Besprechung einzelner Profile sei ein generelles stratigraphisches Sammelprofil (Fig. 17) mitgeteilt, das sich auf den Raum

²²⁾ Abscherungen kleineren Masstabs sind natürlich nicht ausgeschlossen.

zwischen Fil Alpetta und Alp Pazzola bezieht. Die dort für die Trias angegebene Schichtreihe entspricht in Bezug auf Mächtigkeit und Ausbildung der Quartenschiefer dem Profil an der „Wasserleitung“ (siehe S. 222), wo diese triasischen Glieder am besten entwickelt sind. Es sei betont, dass andernorts die Trias meist bedeutend weniger mächtig (15—30 m) entwickelt ist. Für die petrographische Beschreibung der Gesteine siehe Abschnitt a).

Nach Fig. 17 lässt die Trias eine Zweiteilung erkennen. Auf eine ältere Gruppe mit Rauhwacke und Dolomit (wobei Rauhwacke stets südlich des Dolomits ansteht, also älter ist) folgt eine Serie von bunten Phylliten, Chloritoidschiefern, Dolomitschiefern und Quarziten, die gut den Quartenschiefern der helvetischen Trias gleichgestellt werden kann. Der Übergang Trias zu Lias ist oft charakterisiert durch das Auftreten harter, schwarzer, quarzitischer Schiefer; an einer Stelle wurde eine Bank von Lumachellenkalk gefunden (Beschreibung siehe S. 216). Die nachfolgende liasische Schiefer-, Kalk- und Sandkalkserie kann in den meisten Profilen in zwei Gruppen aufgeteilt werden. Eine ältere Serie ist charakterisiert durch eine intensive Wechsellagerung von schwarzen bis grauen Schiefern mit feinkörnigen, blaugrauen Kalken und Sandkalken. Eine zweite jüngere Serie ist einheitlich von Grobsandkalken (mit nur wenigen Schiefereinlagerungen) aufgebaut. Die Sandkalke leiten z. T. zu eigentlichen Quarziten über. Sie sind da, wo sie aufgeschlossen sind, durchwegs das nördlichste, damit jüngste Glied der zusammenhängenden mesozoischen Schichtreihe und stossen in scharfem tektonischem Kontakt an die nördliche Schuppungszone der UGM, die neben permokarbonischen Gesteinen noch Fetzen von Trias und Lias enthalten kann (siehe S. 232).

Dieses Sammelprofil gilt gegen Osten bis in die Gegend der Alp Pazzola. Weiter östlich, gegen Curaglia ist die jurassische Schichtreihe teilweise nicht mehr so gut unterteilbar. Die Grobsandkalke bilden nur selten einen ausgeprägten Horizont, die Fazies wird allgemeinen etwas eintöniger, weniger gut gliederbar, indem eine Wechsellagerung von z. T. feinsandigen Kalken mit schwarzen und grauen Schiefern vorherrscht.

Im folgenden soll noch auf einige Profile eingegangen werden, die für das Studium des Mesozoikums der UGM besonders günstig sind. Wir fangen nördlich der Alp Nual an, von wo aus nach Osten hin die einzelnen mesozoischen Schichtglieder sukzessive, die älteren zuerst, zu erscheinen beginnen.

Ein erstes Profil kann im Quellgebiet des Baches, der 100 m westlich der Kapelle Sontga Brida in den Vorderrhein mündet, aufgenommen werden (siehe auch P. NIGOLI (56), S. 7 unten).

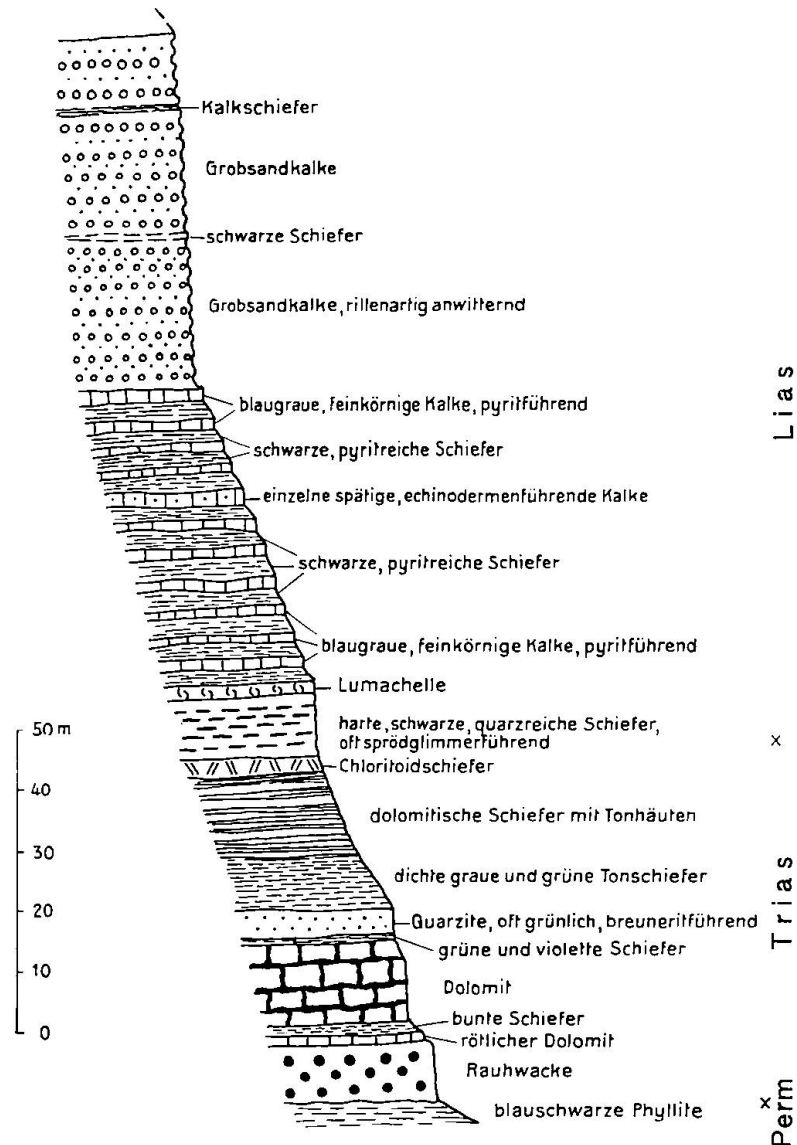


Fig. 17. Stratigraphisches Sammelprofil durch das Mesozoikum der UGM zwischen Fil Alpetta und Alp Pazzola.

Am westlichen Arm der Quellbäche, auf ca. 2130 m (Koord. 700,07/167,62) stehen, auf Muskowit-Biotitgneise des TZM folgend, glänzende, helle, gefaltete Serizitschiefer, mit zahlreichen Quarzknuern, an. Es kann sich um permokarbonische Gesteine der nördlichen Schuppungszone handeln. Nach oben und Süden folgen helle Phyllite mit Pyritporphyroblasten, eine ca. 5 m mächtige Serie grüner, grauer und schwarzer Phyllite, denen sich eine ca. 6 m mächtige Gesteinsgruppe anschliesst, die neben schmalen Phyllitlagen mehrere Bänke eines weissen, löchrig anwitternden Quarzits (bzw. Quarzsandsteins) mit

grossen rötlichen Quarzen und gelblichen Karbonatflecken führt. Nach einer kürzeren überwachsenen Strecke stehen in einer Mächtigkeit von ca. 10 bis 15 m Dolomit und Rauhwacke an. Darüber liegen, mehr westlich und höher (auf ca. 2250 m) sehr gut aufgeschlossen, dunkle Phyllite des Permokarbons, z. T. mit Arkose-Einlagerungen. Die bunten Phyllite und die quarzitische Serie nördlich des Dolomits sind dem Quartenschieferhorizont zuzurechnen; Lias fehlt hier noch.

Auf dem nördlichen Teil des Gratrückens von Fil Alpetta (zwischen Pkt. 2257 und 2390 der Siegfriedkarte) ist kein lückenloses Profil aufzunehmen, da nur sporadisch Aufschlüsse vorhanden sind.

Man findet von Norden nach Süden: Schwarze Schiefer mit feinkörnigen Kalken (in wenigen kleinen Aufschlüssen), schwarze, gebänderte, quarzitische Schiefer, Pyritschiefer, gelbliche und grüne Chloritoidschiefer, heteroklastischen weissen Quarzit mit grösseren Quarzen, Dolomit, Rauhwacke und dunkle Phyllite des Permokarbons. Es treten hier somit, von Westen her gesehen, zum erstenmal jurassische Glieder auf.

Ein ganz ausgezeichnetes Profil kann in den Aufschlüssen aufgenommen werden, die durch den Bau der Wasserleitung geschaffen worden sind, die von der obersten Alphütte der Alp Tgom (unter P. 2257) am Osthang der Fil Alpetta in südlicher Richtung zu den Quellen im oberen Teil der dem Val dil Run nach Norden nächstfolgenden Schlucht führt. Auf der heute verdeckten Wasserleitung führt ein gut gangbarer Weg bis zu den Quellfassungen. Wir finden hier von Norden nach Süden:

Nach der gut entwickelten nördlichen Schuppungszone (siehe S. 231) folgt in scharfem Kontakt eine ca. 55 m mächtige Serie von feinkörnigen Kalken bis Sandkalken, die mit schwarzen Schiefern intensiv wechsellagern (Bänke von 20 cm bis 2,5 m). Der Grobsandkalkhorizont fehlt demnach hier noch, hingegen sind die nördlichsten Kalkbänke etwas mächtiger entwickelt (bis 4 m) und zeigen bereits einen Übergang zum Grobsandkalk an. Der Lias ist z. T. stark verfaltet und reich an Quarzknuern und Calcitadern. Im südlicheren Teil dieser Serie treten die Kalkbänke allmählich zurück, die Schiefer wiegen vor. Den Abschluss der liasischen Glieder nach Süden bilden harte, schwarze, quarzitische Schiefer, denen eine mächtig entwickelte Trias (ca. 70 m) folgt. Sie entspricht weitgehend der im Sammelprofil Fig. 17 angegebenen Schichtreihe. Prachtvoll entwickelt sind die Dolomitschiefer mit Phyllithäuten und die hellen Chloritoidschiefer mit grossen, bläulich-schwarzen Sprödglimmern. Die „Rauhwacke“ hat hier mehr den Habitus eines Zellendolomits. Der Kontakt mit den südlich folgenden dunklen Phylliten des Permokarbons ist nicht aufgeschlossen.

Weiter nach Osten fortschreitend, kann ein nächstes, allerdings lückenhaftes Profil im Bachbett des Nalperrheins am östlichen Ufer aufgenommen werden. Es sei ausnahmsweise in der Reihenfolge von Süden nach Norden mitgeteilt.

Nördlich des kleinen Aufschlusses (siehe Kartenskizze 1:25 000) in permokarbonischen Phylliten, (die z. T. in schmalen Lagen gelbliches Karbonat führen) sind ca. 80 m aufschlusslos. Das Mesozoikum beginnt mit Chloritoidschiefern. Rauhwacke und Dolomit sind demnach hier nicht aufgeschlossen.

1. 6—7 m gelbliche Chloritoidschiefer, z. T. übergehend in Dolomitschmitzen führende Schiefer.
2. 50 cm helle, bläuliche dolomitische Schiefer.
3. 3,5 m schwarze, pyritreiche Schiefer.
4. 2 m schwarze, etwas kalkige Schiefer, dolomitische Schiefer und eine bläuliche quarzitische Bank.
5. 2 m sehr quarzreicher Sandkalk.
6. 3 m dichte schwarze Schiefer.
7. 2 m schwarze, pyritführende, mergelige Schiefer.
8. 1,8 m helle, pyritführende Schiefer, quartenschieferähnlich, mit hellbläulichen kalkig-dolomitischen Einlagerungen.
9. 20 cm schwarzer Chloritoidschiefer.
10. 6 m schwarze, rostende Schiefer.
11. 20 cm feinkörniger Kalk.
12. 2 m schwarze Schiefer.
13. 10 m Wechsellagerung von schwarzen Schiefern mit quarzitischen Feinsandkalken (z. T. fast reine Quarzite).
14. 50—60 m kein Aufschluss (überwachsen).
15. 30—40 m typische Grobsandkalke, rillenartig anwitternd (beim Waldrand).
16. in scharfem Kontakt: Phyllite der nördlichen Schuppungszone.

Die Grobsandkalke, die hier, von Westen her gesehen, zum erstenmal auftreten, sind auch auf dem westlichen Ufer des Nalpserheins gut aufgeschlossen. Der Übergang Trias zu Lias scheint in diesem Profil tektonisch etwas gestört zu sein, indem bei 8) wieder quartenschieferähnliche Gesteine nördlich von schwarzen Liasschiefern vorkommen.

Recht unvollständig aufgeschlossen ist das Profil durch das Mesozoikum in der Gegend des weithin sichtbaren Dolomitfelskopfes westlich Pardatsch da Vaccas.

Man findet massigen, unmetamorphen Dolomit mit Phyllitzwischenlagen, Rauhwacke (weiter am Hang oben mächtig entwickelt) und im sumpfigen Graben nördlich des Dolomitkopfes die gut aufgeschlossene Grobsandkalkserie, die gegen Norden an helle Phyllite der nördlichen Schuppungszone stösst. In der Nähe des Kontaktes ist der Sandkalk reich an Quarzknuern und Quarzgängen. Quartenschiefer und untere Liasserie sind nur in kleinen Aufschlüssen anstehend zu finden. Etwas nördlich dieses Profils befindet sich am Waldrand ein alter, zerfallener Kalkofen, in welchem offenbar früher Dolomit gebrannt wurde.

Ein vollständigeres Profil kann in einem kleinen Tobel im Wald nordöstlich Pardatsch da Vaccas aufgenommen werden (Anfangs- und Endpunkt des Profils: Koord. 702,88/168,65 und 703,09/168,56).

Kontakt mit nördlicher Schuppungszone nicht aufgeschlossen.

1. ca. 70 m vorwiegend grobsandige Sandkalke, gegen Süden spärlich Einschaltungen von schwärzlichen Schiefern.
2. ca. 60 m Wechsellagerung von bräunlich anwitternden, feinkörnigen Kalken (z. T. feinsandig) mit schwarzen und grauen, pyritführenden Schiefern. Kalkbänke 2—4 mächtig.

3. 6–10 m Quartenschiefer: dunkle Phyllite mit grünen Flecken und schmalen, dolomitischen Lagen
grüne Phyllite
grünlicher Quarzsandstein mit rötlichen Quarzen
violette dolomitische Schiefer
4. 10–15 m Dolomit.
5. ca. 12 m Rauhwacke.
6. tonige Phyllite des Permokarbons; Kontakt mit Trias nicht aufgeschlossen

Weiter nach Osten findet sich das nächste, vollständigere Profil im kleinen Tobel, das sich ca. 100 m westlich Regada gegen Cavorgia hinunterzieht.

Südlich der gut entwickelten „nördlichen Schuppungszone“ (Phyllite und Psammitgneise des Permokarbons) folgen auf 1800 m Höhe in scharfem Kontakt die hier etwas feiner als gewöhnlich entwickelten und z. T. ziemlich verschieferten Grobsandkalke. Darüber liegt, schlecht aufgeschlossen, die Feinkalk-Schieferserie. An ihrem Südrande befindet sich die S. 216 erwähnte Lumachellenkalkbank, der allerdings nördlich (vor dem Erscheinen der Quartenschiefer) nach den S. 218 erwähnten schwarzen, gestreiften Schiefen nochmals wenig mächtig gewöhnliche blaue Kalke und schwarze Schiefer folgen. Die Trias ist schlecht aufgeschlossen, immerhin wird anstehender Dolomit angetroffen. Die permokarbonischen Gesteine sind durch Moräne verdeckt.

Am Weg, der von Misess grond ins hintere Val Gierm führt, stehen südlich der blauschwarzen Phyllite (mit dolomitischen Lagen) der „nördlichen Schuppungszone“ quarzitisches Grobsandkalke an. Ihnen folgen talaufwärts, am Wege selbst schlecht aufgeschlossen, feinkörnige Kalke und Schiefer, dolomitische Schiefer und Dolomit, der seinerseits an dunkle Phyllite des Permokarbons stösst. Höher am westlichen Talhang (über dem Weg, am Waldrand) sind Rauhwacke und Quartenschiefer mächtig entwickelt.

Ein recht vollständiges Profil (wenigstens was den Lias betrifft) kann im Bachbett des Gierm-Baches aufgenommen werden. Es zeigt die normale Schichtfolge; prachtvoll zu beobachten ist der scharfe Kontakt der Sandkalke mit der nördlichen Schuppungszone, der durch einen Wasserfall markiert wird.

Vom Val Gierm bis zum Val Crusch ist kein einigermaßen vollständiges Profil aufgeschlossen. Hingegen lassen sich in den Felsköpfen nordwestlich der Alp Pazzola im Wald die Grobsandkalke günstig studieren.

Im Bachbett des Val Crusch-Baches steht auf ca. 1600 m Höhe die Feinkalk-Schieferserie an; die Grobsandkalke und die Trias sind nicht aufgeschlossen. Nördlich des Hauptmesozoikumzuges, beim Brücklein des Weges Sedrun-Stagias-Curaglia über den Crusch-Bach, führt die nördliche Schuppungszone reichlich mesozoische (triasische und liasische) Gesteine (siehe S. 232).

Die nächsten Aufschlüsse gegen Osten befinden sich am Hang östlich unter Stagias, gegen Curaglia hin. Das Profil durch das Mesozoikum wurde nicht genauer aufgenommen. Immerhin kann gesagt werden, dass die im Raum zwischen Fil Alpetta und Alp Pazzola gültige Gliederung des Lias hier nicht mehr ohne weiteres durchführbar ist. Es liegt im wesentlichen eine unregelmässige Wechselagerung von feinkörnigen Kalken (z. T. mit Echinodermenbruchstücken), feinsandigen, z. T. sehr quarzreichen Kalken und schwärzlichen bis grauen Schiefern vor. Das Gleiche gilt auch für die östliche Fortsetzung der mesozoischen Zone ausserhalb des engeren Untersuchungsgebietes, wo zudem tektonische Komplikationen häufiger werden.

c) VERGLEICH MIT ALPINEM MESOZOIKUM AUS ANDERN GEBIETEN

In Rücksicht auf die Tatsache, dass die UGM von den meisten Autoren als Teil der helvetischen „Wurzelzone“ aufgefasst wird, soll vor allem mit helvetischen mesozoischen Schichtreihen verglichen werden. Es sei betont, dass die nachstehenden Bemerkungen nur für die UGM des engeren Untersuchungsgebietes gelten. Vor allem im Westen (westlich der Umbiegung am Pazzolastock) bietet die mesozoische Schichtreihe ein etwas anderes Bild, und es ist möglich, dass einzelne der für unseren Fall gezogenen Schlussfolgerungen dort nicht mehr zutreffen. Dann darf bei allen lithologischen Vergleichen und Parallelisationen nicht vergessen werden, dass die ganze mesozoische Serie der UGM heute in mehr oder weniger metamorpher Form vorliegt.

Ein besonderes Problem stellte sich in der genaueren stratigraphischen Eingliederung der posttriasischen Schiefer-, Kalk- und Sandkalkserie der UGM, von der, mit Fossilien belegt (Pentacriniten, siehe S. 211), nur „mesozoisches“ Alter feststeht. Bei eingehenden Vergleichen mit helvetischen Schichtserien wurde eine größte Ähnlichkeit mit unterem und mittlerem Lias der Axen- und der Mürtschen²³⁾-decke der Glarneralpen (siehe OBERHOLZER (70)) festgestellt. Die in der UGM auftretenden, z. T. eisenreichen Grobsandkalke (neritisch-klastische Bildungen) sind typische Liasgesteine auch dieser helvetischen Faziesräume und kommen im Dogger und im Malm nicht mehr vor. Auch die Serie der UGM mit der Wechsellagerung von feinkörnigen Kalken, Sandkalken und schwarzen und grauen

²³⁾ Die nach OBERHOLZER ((70), S. 240) in der Magereukette und der Guschagruppe ebenfalls Lias führt.

Tab. XVIII. Vergleich der mesozoischen Schichtreihe der UGM mit helvetischen

	Urseren-Garvera-Mulde zwischen Fil Alpetta und Alp Pazzola (siehe Figur 17 dieser Arbeit)	Mürtschendecke (Magereukette) (OBERHOLZER (70), S. 247)
Lias	Aalénien	Opalinusschiefer = Blauschwarze Tonschiefer
	Toarcien	Jüngeres Mesozoikum abge- schert 20 m blauschwarze, dünnblättrige Ton- oder Mergelschiefer mit <i>Posi-</i> <i>domya bronni</i>
	Domérien	Obere Magereuschichten: 65 m bräunlich anwitternder, <i>grober</i> <i>Sandkalk</i>
	Pliensbachien	40–80 m <i>Grobsandkalke</i> , z. T. rillenartig anwitternd, mit wenigen Schiefereinlagerun- gen 15 m schwarze Schiefer (mit wenigen, blaugrauen, feinkörnigen Sandkalk- bänken)
	Lotharingien	Untere Magereuschichten: 40–45 m braun anwitternder <i>Sandkalk</i> , reich an Belemniten 60–65 m schwarzgraue Schiefer mit bis 25 m mächtigen eisenschüssigen Sandkalkbänken
	Sinemurien	10 m schwarze Mergelschiefer 40–50 m <i>Wechselagerung</i> von zahl- reichen Mergelschieferlagen mit feinkörnigen Sandkalkbänken 25 m sandiger Echinodermenkalk 40–45 m <i>Wechsel</i> von Kalkbänken und dunklen Schieferlagen (Cardinien- schichten)
	Hettangien	30 m <i>Wechselagerung</i> von feinkörni- gen Sandkalken mit dunkelgrauen Mergelschiefern 20 m eisenschüssige Quarzite
	Rhät	? Lumachellenkalk harte, schwarze, quarz- reiche Schiefer
Trias	Obere Trias (Keuper)	bis 30 m { Chloritoidschiefer dolomitische Schiefer mit Phyllitbänken dichte graue und grüne Tonschiefer Quarzsandsteine, z. T. grünlich und rötlich, oft breunneritführend Quartenschiefer 30 rote und grüne Schiefer m rote und weisse Quarzsandsteine 0,2–2 m Dolomitbrekzie
	Mittlere Trias (Muschelkalk)	bis 20 m <i>Dolomit</i> , bunte Schiefer, rötlicher Dolomit bis 20 m <i>Rauhwacke</i> 12–25 m dichter <i>Rötidolomit</i> bis 100 m <i>Rauhwacke</i>
	Untere Trias (Bundsand- stein)	(? Stratigraphische Lücke) 5–20 m Melsersandstein z. T. fehlend
		Tonige Phyllite des nach- granitischen Permokarbons Verrucano, tonig

Trias-Liasschichtreihen und mit dem Mesozoikum am Südrand des GM.

Axendecke (Glärnisch-Ortstock- gruppe) (OBERHOLZER (70), S. 247)	Mesozoikum am Südrand des Gotthardmassivs		Torrenthorn (Wurzelregion der Wild- horndecke) (LUGEON (52), S. 23)
	Nufenengebiet (EICHENBERGER (70), S. 463)	Scopi (H. M. HUBER (41), S. 79)	
Opalinusschiefer		Knotenschiefer	Schistes argileux
Blauschwarze, weiche, dünnblättrige Mergel- schiefer	Knotenarme Kalke u. Knotenschiefer, wech- sellagernd Kalke mit Belemniten und Pen- takriniten	Tonschiefer mit Kalkbän- ken, etwas sandig	Schistes argileux aréna- cés, calcaires parfois sérici- teux, calcaires gris plaque- tés, nombr. belemnites à la base
53 m <i>Sandkalk</i> , mit Belemniten, an der Basis Bank von dunkel- grauem Echinodermen- kalk mit Gryphaeen	gelber massiger <i>Quarzit</i> , bis 40 m mächtig		grande épaisseur de grès siliceux à patine rousse
158 m vorwiegend <i>grobkörnige Sandkalke</i> mit wenigen schwarzen Ton- und Kalkschiefer- lagen, z. T. mit Gryphaeen	schwarze, pyrithaltige, sandige Schiefer gelber, massiger Quarzit	<i>Quarzite</i> und <i>Sandsteine</i> mit tonigen Zwischenlagen	calcaires arénacés détri- tiques avec ammonites
130 m <i>Wechselagerung</i> von feinkörnigem, blau- grauem Sandkalk mit glimmerhaltigen, oft glänzenden Mergel- schiefern. (Sandkalk- bänke 0,2—1,5 m mächtig)	Graue Gryphaeenkalke 5–20 m		Banc peu puissant de calcaires à gryphées
	mächtige Serie von Granat-Biotit-Plagio- klasschiefern (Ton- schiefer) mit verein- zelten Kalkbänken Arietites sp.	sandige, glim- merreiche Ton- schiefer mit Marmorbänken, Spatkalken u. Quarziten	Schistes marneux
	schwarze quarzitishe Tonschiefer u. Quar- zite, Lumachellenkalk		grès siliceux et bancs de lumachelles
Quartenschiefer (mit Quarzsandsteinen)	chloritisch-serizitische Schiefer	sehr serizitrei- che Schiefer mit Quarzitbänken, dolomitisch- mergelig an der Basis	Calcaire dolomitique et cornieule, schistes argi- leux foncés et par places quartzite à la base
Wenig mächtiger Dolomit Rauhwanke, mächtig	Rauhwanke und Gips	Rauhwanke, Dolomit und Gips	
?	Glimmerquarzite und chloritführende Gra- natglimmerschiefer (bis 30 m) (? permisch oder ? triasisch)	Quarzite und Arkosen	
?	Altkristallin	Verrucano: Konglomerate u. Granatchlo- ritgneise (we- nig mächtig)	Carbonifère: Schistes argileux et grès noirs

Schiefern ist für den helvetischen Lias durchaus typisch. Ein Vergleich der lithologischen Beschreibungen auf S. 215—219 dieser Arbeit mit denjenigen von OBERHOLZER zeigt, trotz des metamorphen Zustandes unserer Serien, eine weitgehende Übereinstimmung²⁴⁾ (siehe OBERHOLZER (70), S. 241, Beschreibung des Profils der Magereukette und S. 247, Profil des Lias der Axendecke der Glärnisch-Ortstockgruppe). Gesteine, die Ähnlichkeit mit typischen Vertretern des helvetischen Malm oder Dogger haben, fehlen in der UGM des Untersuchungsgebietes vollkommen.

In Tab. XVIII wird die Schichtreihe der UGM des untersuchten Gebietes den triasisch-liasischen Schichtreihen der Mürtschen- und der Axendecke der Glarneralpen, dem Mesozoikum am Südrand des GM und der triasisch-liasischen Schichtreihe des Torrenthorns gegenübergestellt. Für die Schichtreihen des Helvetikums ist die stratigraphische Unterteilung des Lias wenigstens im Grossen durch Fossilien belegt²⁵⁾, für das Scopi- und Nufenengebiet wurden die Interpretationen von EICHENBERGER (21) und H. M. HUBER (41) unverändert übernommen.

Nach Tab. XVIII liegt die beste Übereinstimmung der Serie der UGM mit denjenigen aus den Glarneralpen vor (für den Lias vor allem mit dem Profil der Axendecke). Die Grobsandkalke der UGM können ohne weiteres mit den „Magereuschichten“ ARNOLD ESCHERS (nach OBERHOLZER (70), S. 239: oberer Teil des unteren Lias und mittlerer Lias: Lotharingien, Pliensbachien und Domérian) parallelisiert werden. Die in der UGM unter den Grobsandkalken liegende Serie mit der Wechsellagerung Schiefer—feinkörnige Kalke und Sandkalke entspricht in jeder Beziehung dem unteren Lias (Hettangien und Sinémurien) der beiden Profile. Da nun die Grobsandkalke das jüngste vorhandene Mesozoikum der UGM repräsentieren, kann gefolgert werden, dass jüngere Schichten als Pliensbachien in der östlichen UGM überhaupt nicht vorkommen. Das Mesozoikum des untersuchten Gebietes umfaßt demnach mit größter Wahrscheinlichkeit nur unteren und mittleren Lias.

Fraglich ist, ob die Lumachellenbank und die sie begleitenden schwarzen und quarzitäen Schiefer als Rhät aufgefasst werden dürfen. Immerhin ist der Rhäthorizont, wenn überhaupt vorhanden, im Helvetikum häufig durch eine Lumachellenbank vertreten (siehe

²⁴⁾ So wird z. B. auch die rillenartige Anwitterung der Grobsandkalke von OBERHOLZER (70), S. 242 unten, beschrieben.

²⁵⁾ In den Glarneralpen sind allerdings die genaueren Grenzen der chronologischen Liasstufen noch sehr unsicher.

Schichtreihe des Torrenthorns in Tab. XVIII und CADISCH (16), S. 81).

Die Fazies des Mesozoikums der UGM wurde bisher oft als Übergang von helvetischer zu penninischer Entwicklung aufgefasst. Insbesondere wies neuerdings R. STAUB (85) auf den „penninischen“ und „ultrahelvetischen“ Charakter der Fazies des Mesozoikums der UGM hin. Dazu ist folgendes zu bemerken:

Im Untersuchungsgebiet tritt nur Trias und unterer sowie mittlerer Lias auf. Die liasische Schichtreihe (inkl. Aalénien) ist nun aber im gesamten Mesozoikum der Schweizeralpen und des Jura-gebirges da, wo sie überhaupt vorhanden ist, recht ähnlich ausgebildet und hat überall eine gewisse „Bündnerschieferähnlichkeit“. Es kann daher unter Umständen recht schwierig sein, anhand einer nur liasischen Serie zu entscheiden, ob z. B. eine mittel- bis südhelvetische oder eine penninische Fazies vorliegt. Immerhin zeigt der Lias der helvetischen Hauptdecken gewisse charakteristische Züge, so z. B. das Auftreten der heteroklastischen, oft eisenschüssigen Grobsandkalke. Ferner ist der untere helvetische Lias durch die Wechsellagerung scharf begrenzter Bänke von Kalken und Sandkalken mit Lagen dunkler, oft an kohligem Pigment reichen Schiefern gekennzeichnet. Im nördlichen Penninikum hinter den Zentralmassiven tritt an ihre Stelle eine mehr gleichförmige Entwicklung von Kalkglimmerschiefern, d. h. primär Mergelschiefern (bathyalere Fazies). Der Lias der östlichen UGM besitzt nun aber in beiden Kriterien noch ausgesprochenen helvetischen Charakter.

Ein Vergleich des Mesozoikums am Südrand des GM („gottthardmassivische Bündnerschiefer“) ²⁶⁾ mit demjenigen der UGM zeigt, dass sich im Scopi- und Nufenengebiet schon ein Übergang zu penninischer Entwicklung andeutet. Immerhin lässt sich die Gliederung des helvetischen Lias noch recht gut durchführen; an Stelle der Grobsandkalke sind Quarzsandsteine bzw. Quarzite getreten. Von penninischem Lias unterscheiden sich diese Serien vor allem durch den reichlichen Gehalt an kohligem Pigment.

Auch in der Ausbildung der Trias sind die Analogien der UGM mit der Mürtschen- und der Axendecke der Glarneralpen recht gross. Ein Äquivalent des Melsersandsteins fehlt zwar, doch wies OBERHOLZER ((70), S. 225) darauf hin, dass auch in den helvetischen Decken der Melsersandstein lokal fehlen kann und nur lückenhaft ausgebildet ist. Nach diesem Autor „ist die Lückenhaftigkeit der Verbreitung

²⁶⁾ Für die übrigens auch nach neueren Untersuchungen (H. M. HUBER (41)), die \pm autochthone Lagerung durchaus wahrscheinlich ist.

des Melsersandsteins kaum als Folge der Ausquetschung bei der Gebirgsfaltung zu erklären; sie scheint hier eine stratigraphische Erscheinung zu sein“. Es kann daher angenommen werden, dass der Melsersandstein im untersuchten Gebiet schon primär fehlte oder an der Wende Perm-Trias der Erosion anheimgefallen ist.

Rauhwacke erscheint im helvetischen Faziesraum, von Norden her, in einiger Mächtigkeit zum erstenmal im mittleren Teil der Mürtschendecke. Sie bildet, genau wie in der UGM, meist das unterste Glied der Rötigruppe. Die Quartenschiefer der Mürtschen- und Axendecke führen, wie die Trias der UGM, an der Basis häufig Quarzsandsteine.

Lias und Trias der UGM des untersuchten Gebietes zeigen also eine durchaus helvetische Faziesausbildung und zwar sind die Analogien am grössten mit Teilen der Mürtschendecke und vor allem mit der Axendecke. Die Faziesausbildung des Lias lässt darauf schliessen, dass es sich (jedenfalls grösstenteils) um terrigene, detritische Bildungen handelt, die in einer Flachsee in mässiger Entfernung vom Festlande abgelagert wurden. Jüngere Schichten als mittlerer Lias sind nicht aufgeschlossen; es muss dies als tektonische Erscheinung gewertet werden (siehe S. 284).

Alles bisher Gesagte bezieht sich nur auf den östlichen, hier untersuchten Teil der UGM. Im westlichen Teil der UGM besitzt das Mesozoikum einen etwas anderen Habitus. So kommen Gesteine vor (dichte Kalke, hie und da mit Kieselknauern), die von FEHR (IX) und BUXTORF (15) als Malm interpretiert worden sind. Es muss indessen das Auftreten von Malm in der UGM vorläufig noch als durchaus unsicher angesehen werden, insbesondere auch, weil typischer Dogger bisher nicht gefunden wurde. Ein Teil des Unterschiedes im Habitus des Mesozoikums des Ost- und des Westteils der UGM kann darauf zurückgeführt werden, dass im Westteil (Urserental, Furka) die alpine Metamorphose in konstruktiver Hinsicht etwas intensiver als im Ostteil war. So kommen im Urserental eigentliche, z. T. grobkörnige Quarzmarmore und Cipolline vor. Ich halte es nicht für ausgeschlossen, dass auch im Westteil der UGM nur Lias, in zum Teil stärker metamorpher Form, vorliegt.

IV. Die Schuppungszone am Nordrand der UGM (= „nördliche Schuppungszone“)

Von der Fil Alpetta bis zum Medelserrhein schaltet sich zwischen dem mesozoischen Hauptzug der UGM und dem Altkristallin des TZM eine maximal 120 m, meist nur 5—30 m breite Zone ein, die

die verschiedensten Phyllite (z. T. mit karbonatischen Lagen), verschieferte Quarzporphyre, stark verschiefertes Altkristallin und im Osten auch Fetzen von Mesozoikum enthält. Der starke Gesteinswechsel auf kurze Distanz, die Mannigfaltigkeit und wechselnde Aufeinanderfolge der Gesteine sowie die starke Verschieferung des Komplexes lassen auf eine Schuppungszone schliessen. Die Kontakte sowohl zum TZM wie zum mesozoischen Hauptzug sind im allgemeinen absolut scharf und als tektonische Kontakte zu bewerten. Die meisten Phyllite besitzen einen den Gesteinen des nachgranitischen Permokarbons, das südlich auf das Mesozoikum folgt, durchaus identischen Habitus. In einzelnen Fällen kann es sich indessen auch um Quartenschiefer handeln, ferner kommen Typen vor, die als mylonitisierte Gneise des Altkristallins gedeutet werden können.

Nach Art der Mischung und der Kontaktverhältnisse scheint es ausgeschlossen zu sein, die Phyllite als stratigraphisch Hangendes der Grobsandkalkserie (als metamorphe Toarcien-Aalénien-Schiefer) ansehen zu dürfen.

Die Schuppungszone am Nordrand der UGM (im folgenden kurz „nördliche Schuppungszone“ genannt) kann als eine nördlich gelegene Teilschuppe oder als stark verschürfter und verschuppter Rest (mit vorwiegend permokarbonischen Gesteinen) des Nordschenkels der im Grossen und Ganzen ja jetzt nur einseitig auftretenden UGM aufgefasst werden. Im folgenden werden in aller Kürze einige wenige charakteristische Profile durch diese Zone geschildert.

Im Profil der Wasserleitung am Osthang der Fil Alpetta (siehe S. 222) folgt südlich den stark verschieferten Muskowitbiotitgneisen des TZM-Altkristallins eine Serie vorwiegend heller Phyllite (z. T. etwas gneisartig), die in Form von Einlagerungen Schiefer mit fuchsitgrünem Glimmer, stark verschieferte Quarzporphyre und einen mylonitischen Pegmatit (alkristalline Schuppe) führt. Ein Teil der Phyllite kann als mylonitisches Altkristallin interpretiert werden. In scharfem, tektonischem Kontakt schliesst südlich der ca. 100 m breiten Schuppungszone die mesozoische Schichtfolge an.

Vorwiegend Phyllite (z. T. blauschwarze Typen) enthält die nördliche Schuppungszone am Weg, der nach Pardatsch da Stiarls führt, und im Profil nördlich des Dolomitfelskopfes nordwestlich Pardatsch da Vaccas, wo z. T. dolomitische Lagen in den phyllitischen Gesteinen auftreten. Nach den Ausführungen auf S. 197 sind die schmalen dolomitischen Lagen keineswegs etwa sichere Anzeichen von Trias, da sie recht häufig auch in den permokarbonischen Phylliten auftreten.

In den von Sedrun aus sichtbaren Felsköpfen im Wald nordwestlich der Alp Cavorgia (Koord. ca. 703,2/168,95) stehen unter den Grobsandkalken ²⁷⁾

²⁷⁾ die gegen den Kontakt Mesozoikum-Schuppungszone wenig mächtige Einlagerungen von schwarzen Schiefern und feinkörnigen Kalken führen.

verschiedenartige, z. T. quartenschieferähnliche Phyllite an, mit Einlagerungen eines stark verschieferten Quarzporphyrs. Der letztere ist ein schiefriges, hellgraues Gestein mit knotigen Hauptbruchflächen. U. d. M. ist relikktisch die primäre Eruptivstruktur noch gut zu erkennen. Als Einsprenglinge treten 1—2 mm grosse, idiomorphe, undulös auslöschende Quarze (z. T. mit magmatischen Resorptionerscheinungen) und saure serizitisierte Plagioklase auf. Die Grundmasse (Quarz, Albit, Serizit, Chlorit und Erz) ist granoblastisch umkristallisiert.

Im kleinen Tobel 100 m westlich Regada beobachtet man über dem bei 1780 m das Tobel kreuzenden Weg folgendes Profil (von Norden nach Süden):

- 25 m Serizit-Muskowitgneise, mit Einlagerungen eines aplitischen, feldspatreichen Gneises.
- Altkristallin des TZM.
- 25 m verschiedenartige Phyllite (hell, graublau und blauschwarz) mit zwei Einlagerungen eines Gesteins, das an einen verschieferten Quarzporphyr oder an einen Psammitgneis denken lässt.
- nördliche Schuppungszone.
- 1 m durch Vegetation überdeckt mesozoische Grobsandkalkserie (hier relativ feinkörnig und sekundär etwas verschiefert).

Der Kontakt der Schuppungszone (die auf der Kartenskizze 1 : 25 000 in ihrer Mächtigkeit etwas übertrieben dargestellt ist) zum Altkristallin des TZM ist recht scharf; man glaubt, eine schwache Diskordanz zu bemerken.

Am Weg, der von Misess grond ins hintere Val Gierm führt, stehen nördlich der quarzitischen Grobsandkalke blaue, z. T. auch grüne und violette Phyllite mit schmalen (ca. 10 cm breiten) Dolomitlagen an. Die Ähnlichkeit mit Quartenschiefern ist stellenweise recht gross, es kann sich indessen sehr wohl auch um Permokarbon handeln. Der Kontakt der Schuppungszone mit dem Altkristallin des TZM ist hier durch Moräne verdeckt.

Im Bachbett des Val Crusch-Baches besitzt die Schuppungszone ein besonderes Aussehen. Sie besteht aus einer verschuppten Folge mesozoischer Gesteine (Lias und ? Trias). Am rechten, östlichen Ufer kann direkt nördlich des Brückleins des Weges Curaglia-Stagias-Sedrún folgendes Profil beobachtet werden, das gegen Süden auf eine aufschlusslose Zone folgt, in der offenbar die Grobsandkalkserie durchzieht:

ca. 5 — 6 m	{	gelblicher, dolomitischer Kalk	}	? Trias
		dolomitische Schiefer		
		hellgelbe Schiefer		
		schwarze Schiefer, 1 m		
		helle Kalkbank		
		schwarze Schiefer, 2 m	}	Lias
12 m		kein Aufschluss		
2 m		graue bis schwarze Schiefer mit schmalen (um 5 cm breiten) Kalklagen, Lias.		
1 m		helle, muskowitzführende Serizitschiefer (verschieferte Gneise des TZM)		
		helle, kompakte, feldspatreiche Gneise des TZM.		

Am westlichen Hang des Tobels lässt sich ein ähnliches Profil aufnehmen. Auch hier treten Gesteine auf (u. a. eigenartige, sandig-dolomitische Typen, gelblich mit braunen Punkten anwitternd), die wohl zur Trias zu stellen sind.

Kurz vor dem Austritt des Weges Sedrun-Stagias-Curaglia aus dem Wald ob Stagias findet sich am nördlichen Wegrand ein kleiner, allseitig von Moräne umgebener Aufschluss eines gelblichen, rauhwackeähnlichen Gesteins (? Trias), dem südlich wenige Meter weisse, quarzreiche und blauschwarze, z. T. Magnetitporphyroblasten-führende Phyllite folgen. Nach der Lage des Aufschlusses handelt es sich vermutlich um Trias und Permokarbon der nördlichen Schuppungszone.

Am Hang östlich Stagias tritt als Vertreter der nördlichen Schuppungszone zwischen dem Mesozoikum der UGM und dem Altkristallin des TZM (Muskowitgneise) ein schmaler Zug von blauschwarzen Phylliten (z. T. mit dolomitischen Lagen) auf. Die Ähnlichkeit mit nachgranitischem Permokarbon aus der Gegend von Mutschnengia, welches ja ebenfalls dolomitische Lagen führt, ist gross. WEBER (VII) gibt auf seiner Karte an dieser Stelle (zwischen Lias und Altkristallin des TZM) Trias an, indem er offenbar diese Gesteine zu den Quartenschiefern zählte, eine Auffassung, die diskutierbar bleibt, obgleich keine typischen triasischen Gesteine vorkommen.

B. DIE URSEREN-GARVERA-MULDE ALS METAMORPHE PROVINZ

Im vorliegenden Abschnitt wird über die engeren Grenzen des Untersuchungsgebiets hinausgegangen und, soweit Detailarbeiten vorliegen, die UGM als Ganzes behandelt. Es konnten vor allem die Arbeiten von P. NIGGLI (56) über die Chloritoidschieferserie des östlichen Teils der UGM und von E. AMBÜHL (1) über die UGM in der Gegend von Andermatt-Höspental benutzt werden.

Es ist kein Zufall, dass gerade Gesteine der UGM (Chloritoidschieferserie) zur Aufstellung von Begriffen wie „metamorphe Serie“, „geotektonischer Bezirk“ (P. NIGGLI (56)) Anlass gegeben haben. Die Gesteine der UGM sind zum Studium gesteinsumbildender Vorgänge nach der provinziellen Betrachtungsweise ausserordentlich günstig. Die Gründe hiefür sind die folgenden:

1. Die Gesteine der UGM sind monometamorph, sie haben nur eine Metamorphose, und zwar eine Dislokationsmetamorphose, die mit der alpinen Gebirgsbildung ursächlich zusammenhängt, erlitten.
2. Jegliche Beeinflussung durch magmatische Vorgänge fehlt (die effusiven und subeffusiven Gesteine im nachgranitischen Permokarbon vermochten die Nebengesteine nicht zu verändern).
3. Die Umwandlung der Gesteine ist im allgemeinen nicht so weit fortgeschritten, dass nicht noch reliktsche Elemente (in Mineralbestand und Struktur) erkannt werden können. Der ursprüngliche vormetamorphe Zustand kann mit grosser Sicherheit rekonstruiert werden.
4. Oft sind neben stärker umgewandelten noch wenig beeinflusste Typen derselben primären Gesteinsart vorhanden, die mit den ersteren durch alle Übergänge verbunden sind und als „Momentbilder“ einzelner Stadien der Metamorphose aufgefasst werden können.

5. Stratigraphisch-typische Gesteine (Rauhwacke) und Fossilien (Pentacriniten) gestatten, die Gesteine auch primär-stratigraphisch einzuordnen und zu gliedern.

I. Primärer und metamorpher Mineralbestand, Fazies der Metamorphose

Nur selten sind die Gesteine ohne Relikte vollständig umkristallisiert. Wir müssen daher einen vormetamorphen (sedimentären und diagenetischen) von einem durch die Dislokationsmetamorphose gebildeten Mineralbestand trennen. Im folgenden werden nur die sedimentogenen Gesteine der UGM berücksichtigt, die mengenmässig die wenigen Eruptivgesteine (Quarzporphyre etc.) weit überwiegen.

Vormetamorphe Mineralien: Calcit, Dolomit, Breunnerit und „Ton“, kohlige Substanz, Limonit, Hämatit und als sedimentär-klastische Komponenten: Quarz, saurer Plagioklas, Na-Kaliumfeldspat, Zirkon, Turmalin, Rutil, ? Apatit.

Bei der alpinen Metamorphose gebildete Mineralien: Calcit, Dolomit, Quarz, Albit, Serizit, Chlorit, Chloritoid, ? Clintonit, Magnetit, Pyrit, Apatit, Rutil, Turmalin, titanhaltiger Hämatit, Graphit; untergeordnet feinschuppiger grüner und braungrüner Biotit, selten Epidot und nur in einem Vorkommen (AMBÜHL (1), S. 364) blaugrüne Hornblende.

Der metamorphe Mineralbestand entspricht weitgehend demjenigen einer reinen Epimetamorphose, einzig der hie und da vorkommende feinschuppige Biotit scheint Übergänge zur Mesozone anzudeuten. Doch muss betont werden, dass ganz allgemein im untersuchten Gebiet feinschuppiger grüner Biotit in sonst reinen Epiparagenesen aufzutreten pflegt. Typisch für die alpine Metamorphose der Gesteine der UGM ist das porphyroblastische Auftreten von Chloritoid und Magnetit. Grobblättrige Muskowite und braune Biotite fehlen.

P. NIGGLI (56) hat schon versucht, den Zusammenhang zwischen Gesteinschemismus und dem Auftreten dieser beiden Mineralien klarzulegen. In Abschnitt III dieses Kapitels soll versucht werden, das gleiche Problem mit Hilfe der Äquivalentnorm-Berechnungsweise nach P. NIGGLI (63) zu behandeln.

Über das Verhalten der primären Mineralien gegenüber der alpinen Metamorphose und über die dabei vor sich gegangenen Mineralumwandlungen orientiert Tab. XIX.

Tab. XIX. *Mineralumwandlungen in der UGM*

Vormetamorphe Mineralien

Quarz	→ undulöse Auslöschung, Böhm'sche Streifung, Kataklaste, in serizitreichen oder an kohligter Substanz reichen feinkörnigen Gesteinen Rekristallisation, ohne Kornvergrößerung und ohne wesentliche Kataklaste.
Calcit	→ meist rekristallisiert
Dolomit	→ häufig, aber keineswegs immer rekristallisiert
Tonmineralien	→ Serizit
Breunnerit	→ Chloritoid
Limonit	→ Magnetit, Pyrit
Hämatit	→ Ti-haltiger Hämatit, z. T. auch als gewöhnlicher Hämatit erhalten
Rutil	→ Rutil
Saurer Plagioklas	→ serizitisiert, karbonatisiert, z. T. als Albit rekristallisiert
Na-Kaliumfeldspat	→ karbonatisiert und schachbrettalbitisiert; in grösseren Körnern noch frisch
Kohlige Substanz	→ Anreicherung in Scherflächen; z. T. Graphitbildung
Zirkon	→ unverändert
Turmalin	→ teils unverändert, teils (in Phylliten) Neubildung

Interessant ist das Verhalten der Karbonate. Calcit und teilweise noch Dolomit blieben während der Metamorphose beständig oder rekristallisierten in grösseren Körnern²⁸⁾. Breunnerit und breunneritartiges (eisenhaltiges) Karbonat (vor allem in der Quartenschieferserie) hingegen wurden (nach den Untersuchungen von P. NIGGLI (56) z. T. entkarbonatisiert und lieferten zusammen mit Ton und Limonit (o. Hämatit): Chlorit, Chloritoid, Hämatit und Quarz. Wichtig und Typisch ist ferner das Auftreten von wohl Ti-haltigem Hämatit (siehe S. 193). Dieser (und nur sehr selten Magnetit) ist die Ursache für die blauschwarze Färbung vieler permokarbonischer Phyllite. Das Verschwinden der primären Rotfärbung (die wir z. B. in den nur sehr wenig metamorphen helvetischen Verrucanophylliten, die stratigraphisch und sedimentär-faziell unseren Gesteinen entsprechen, noch finden) beruht also vermutlich zum grössten Teil auf dem Eintritt von Ti in Hämatit, der offenbar bei höherer Temperatur mehr Ti isomorph im Gitter aufnehmen kann.

Quarz verhält sich je nach Korngrösse und nach Art der Begleitmineralien verschieden; reliktsche Quarze besitzen immer undulöse Auslöschung und zum Teil, besonders gegen den Kontakt

²⁸⁾ Auch vollständige Neubildung von Calcit, unter Zufuhr von CO₂, wurde festgestellt, z. B. in den karbonatisierten Feldspäten.

mit dem TZM hin, Böhmsche Streifung. Ferner wurde eine bedeutende Katakklase beobachtet.

Die Metamorphose der Gesteine der UGM kann als eine reine *Epi-Dislokationsmetamorphose* (unter starker Beteiligung von H_2O und CO_2) charakterisiert werden. Ihr alpinen (sicher postliasisches) Alter ergibt sich daraus, dass die triasischen und liasischen Gesteine in genau gleicher Weise wie das nachgranitische Permokarbon metamorphisiert wurden.

Die tektonische Ursache der alpinen Epimetamorphose der UGM muss in der Einmuldung, Zusammenpressung und Anschiebung auf das vorliegende TZM gesucht werden. P. NIGGLI (56) konnte zeigen, dass die heutige Ausbildung der Gesteine (Lage der Clivage-Flächen, Anordnung der Porphyroblasten) mit dieser Annahme in bester Übereinstimmung steht. Es fehlen jegliche Anzeichen einer früheren Metamorphose, die z. B. bei einer vor der Einmuldung erfolgten, weitreichenden deckenartigen Überschiebung der Gesteine der UGM an ihren heutigen Platz im GM (Ansicht von R. STAUB (85)) entstanden wäre. E. AMBÜHL (1) kommt auf Grund von Gefügeregelungsstudien zum gleichen Schluss, indem er schreibt (S. 375):

„Das (d. h. das Ergebnis gefügeanalytischer Untersuchungen) macht es wiederum wahrscheinlich, dass die permocarbonischen Gesteine der Urserenzone während ihrer kristalloblastischen Umformung nicht Teile einer Decke waren, die zur Zeit der alpinen Orogenese hierher gewandert ist. Die Gesteine waren von Entstehung an mit dem übrigen Massiv eng verbunden.“

II. Verhalten der einzelnen Gesteine

Die verschiedenen Gesteinsarten der UGM zeigen gegenüber den metamorphosierenden Kräften ein recht variables Verhalten. Von grosser Bedeutung für den Grad der Mineralumwandlungsvorgänge war die ursprüngliche Korngrösse. Primär feinkörnige, z. B. primär tonige oder tonige bis feinsandige Gesteine sind meist vollständig umkristallisiert (z. T. unter Bildung von neuen Mineralarten wie Chloritoid, Magnetit, Serizit usw.), während in grobkörnigen, klastischen Gesteinen (z. B. Psammit- und Konglomeratgneisen) nur der Zement umkristallisierte, die sedimentär-klastischen Komponenten (Quarz, Feldspäte) dagegen im Grossen und Ganzen unversehrt geblieben sind. In den liasischen Kalken und Sandkalken ist Calcit zu einem grossen Teil rekristallisiert, während die grösseren Quarz-Sandkörner oft noch in ihrer ursprünglichen Gestalt vorhanden sind, dabei allerdings fast immer undulöse Auslöschung, z. T. auch Böhmsche Streifung oder Katakklase aufweisen. Untergeordnete Neu-

bildungen in Kalken und Sandkalken sind Magnetit, Pyrit, Chlorit und feinschuppiger Biotit. Die Metamorphose der Dolomitgesteine der Trias ist von stark wechselnder Intensität, neben grob umkristallisierten Dolomiten mit geregelter Textur (im frischen Bruch weiss, braun anwitternd) kommen noch äusserst feinkörnige, absolut massige Typen (im frischen Bruch hellblaugrau) vor, die noch keine Spur einer Dislokationsmetamorphose zeigen.

AMBÜHL ((1), S. 416) glaubte feststellen zu können, dass die Anwesenheit von viel kohligter Substanz die Blastese von Quarz begünstigt. Auf alle Fälle gilt, dass feinkörnige Gesteine mit kohligem oder tonigem (heute Serizit) Pigment Gesteine ergeben, die kaum destruktive Metamorphose (Kataklase) erkennen lassen.

Über die Metamorphose der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon wird Kapitel D orientieren (S. 254).

III. Gesteinschemismus und metamorpher Mineralbestand

Die Abhängigkeit des metamorph gebildeten Mineralbestandes vom Pauschalgesteinschemismus ist vor allem in denjenigen Gesteinen von Interesse, die sich möglichst vollständig auf die neue metamorphe Fazies eingestellt haben. Es sind dies, wie mehrfach erwähnt, vor allem die primär feinkörnigen oder (und) tonreichen Gesteine. Im folgenden wird daher nur auf die Chloritoidschieferserie und die Magnetitphyllite eingegangen, von welchen beiden Gruppen eine grössere Anzahl von chemischen Analysen existiert. Die porphyroblastischen Chloritoide und Magnetite sind ja gerade die auffallendsten und typischsten Neubildungen der metamorphen Gesteine der UGM. Auf die Behandlung der Analysen der Psammitgneise, Quarzporphyre usw. wurde verzichtet, da in diesen Gesteinen der grösste Teil des Mineralbestandes noch reliktsicher Natur ist.

Schon P. NIGGLI (56) hat die Bedingungen im Pauschalchemismus für die Bildung von Chloritoid im Grossen und Ganzen festgelegt, allerdings ohne genauere Berechnung von normativen Mineralbeständen. Er schreibt S. 75:

„Man sieht daraus, dass ein relativ hoher Al_2O_3 -Gehalt, ein nicht sehr grosser Alkaliengehalt, erhebliche Mengen FeO und sehr wenig CaO für die Chloritoidschiefer charakteristisch sind. Das steht in ursächlichem Zusammenhang mit dem Chemismus des Porphyroblasten.“

Die Magnetitporphyroblasten ersetzen nach P. NIGGLI (56) als Fe-Mineral Chloritoid in Gesteinen mit geringem Tonerdeüberschuss und hohem Alkaliengehalt ((56), S. 81). Im Gesamt-Fe-Gehalt sind die Magnetitalbitphyllite nicht besonders ausgezeichnet, sind also

keineswegs etwa, wie KOENIGSBERGER an verschiedenen Stellen anzunehmen scheint, Anzeichen von Vererzungen (siehe auch S. 196).

Ein Blick auf die Molekularwerte der Tab. XXVI (S. 244) und auf die Fig. 14 und Fig. 15 (S. 206) sowie Fig. 16 (S. 214) zeigt, dass grosso modo diese Prämissen zur Chloritoid- und Magnetitbildung zutreffen.

In neuerer Zeit wurde die von P. NIGGLI (63) eingeführte Äquivalentnorm-Berechnungsweise immer mehr auch auf metamorphe Gesteine ausgedehnt, wo sie sich ausgezeichnet bewährt hat. Sie soll nun im folgenden auch auf die Chloritoidschieferserie und die Magnetitphyllite der UGM angewandt werden.

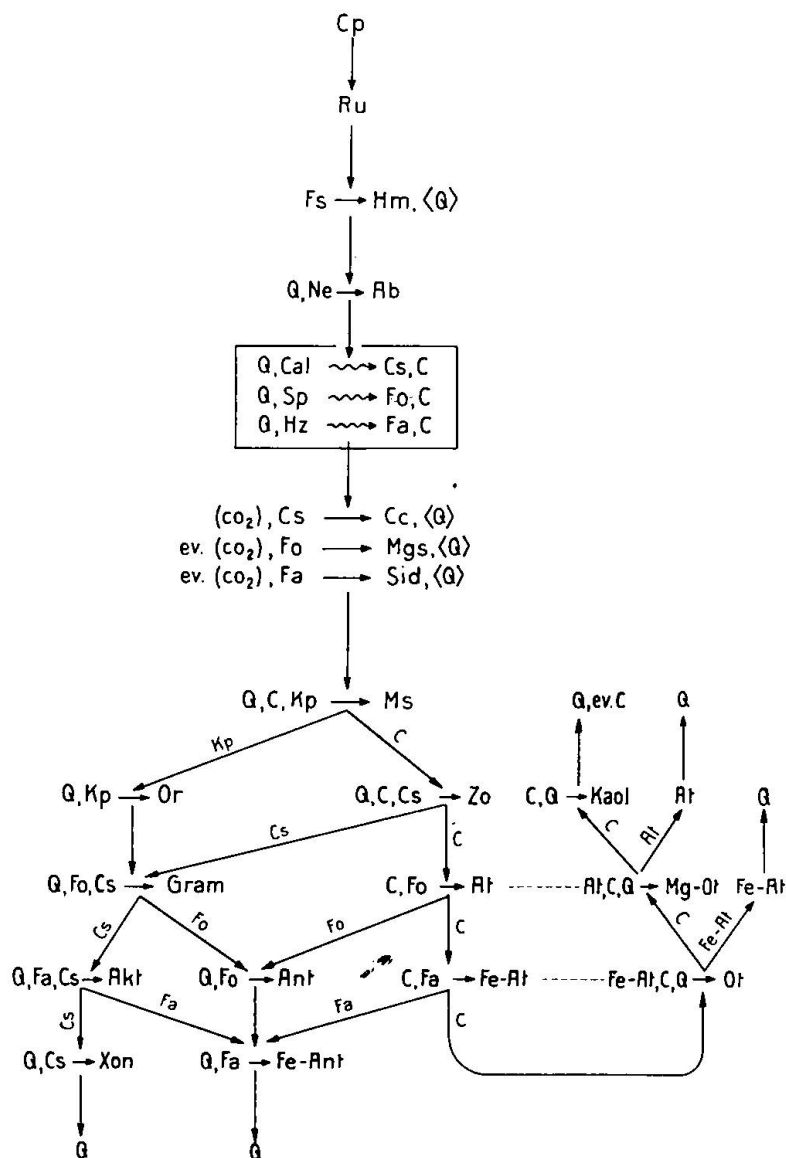
Die Äquivalentnormberechnungsweise wurde bisher von zwei Autoren für epimetamorphe Provinzen verwendet. DIEHL (20) verglich den epi-normativen mit dem modalen Mineralbestand in der Grünschieferserie des Val d'Ollomont; STUTZ (89) behandelte in ähnlicher Weise die epimetamorphe Arollaserie. In beiden Gesteinsreihen fehlen jedoch Gesteine mit bedeutenderem Tonerdeüberschuss, sodass vorerst die Epinormberechnungsweise auch für solche Gesteine erweitert werden musste.

a) BERECHNUNGSWEISE EINER STANDARD-EPINORM

Die in Tab. XX „graphisch“ dargestellte Berechnungsweise einer Standard-Epinorm wurde nach Vorschlägen von P. NIGGLI aufgestellt, und zwar nach folgenden Prinzipien:

Weit mehr als z. B. in der Katazone sind in der Epizone Heteromorphieerscheinungen verbreitet. Es ist daher von vornherein ausgeschlossen, eine allgemein gültige Epinorm aufzustellen, die immer zu einer genügenden Übereinstimmung von berechnetem und modalem Mineralbestand führt. Es ist jedoch vor allem für Vergleichszwecke von grossem Vorteil, in allen Fällen zuerst eine einfache Standard-Epinorm zu berechnen, die dann mit Leichtigkeit die nötigen Veränderungen zur Aufstellung einer im speziellen Fall gültigen Variante vorzunehmen gestattet. Das in Tab. XX vorliegende Schema folgt im wesentlichen für relativ tonerdearme Gesteine den Vorschlägen von DIEHL. Dieser Autor konnte für seine Gesteine eine recht befriedigende Übereinstimmung schon zwischen Standard-Epinorm und Modus feststellen. STUTZ dagegen hat für die Gesteine der Arollaserie eine Variante einführen müssen, indem er an Stelle von Zoisit und Serpentin (Ant und Fe-Ant) Amesit und Strahlstein und für den restierenden Zoisit soweit möglich Pistazit (also unter Einbeziehung von Fe''' in die Silikate) bildete ((89), S. 230). Für

die hier vorliegende Standard-Epinorm wurde auf die Bildung von Mg-Fe-Doppelsilikaten wie Strahlstein verzichtet, ebenso auf die Bildung von „mittleren“ Chloriten (Klinochlor usf.) und auf die Einbeziehung von Fe^{+++} in Silikate.



Tab. XX. Schema zur Bildung der Standard-Epinorm aus der Basis.
(Erläuterung siehe S. 240).

Tabelle XXI gibt Abkürzung, Formelgrösse, Äquivalentgewicht und Äquivalentvolumen der verwendeten Normmineralien. Dabei sind einige bei P. NIGGLI (63) unrichtige Angaben (z. B. das Äquivalentvolumen von Quarz) richtig gestellt.

Ausgegangen wird von der vorgängig berechneten Basis (siehe P. NIGGLI (63)). In dieser wurde noch kein Calcit gebildet, hingegen

die Molekularzahl von CO_2 , bezogen auf die Summe der übrigen Normgrößen (ohne H_2O und CO_2) = 100, angegeben. CO_2 wird also nicht in die Summe = 100 einbezogen (siehe dazu P. NIGGLI (63), S. 297).

Tab. XXI. *Normmineralien der Standard-Epinorm*

Name	Abkürzung	Formelgrösse	Aequivalentgewicht	Aequivalentvolumen
Rutil	Ru	1 TiO_2	79,9	18,9
Calciumphosphat	Cp	$\frac{1}{5} (3 \cdot \text{CaO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5)$	62,1	—
Quarz	Q	1 SiO_2	60,1	22,7
Hämatit	Hm	$\frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3$	79,8	15,2
Calcit	Cc	1 CaCO_3	100,0	36,9
Magnesit	Mgs	1 MgCO_3	84,3	27,4
Siderit	Sid	1 FeCO_3	115,85	30,1
Orthoklas	Or	$\frac{1}{10} (6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O})$	55,7	22,2
Albit	Ab	$\frac{1}{10} (6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Na}_2\text{O})$	52,4	20,8
Muskowit	Ms	$\frac{1}{14} (6 \text{SiO}_2 \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 2 \text{H}_2\text{O})$	56,9	20,3
Amesit	At	$\frac{1}{5} (2 \text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O})$	55,7	20,0
Fe-Amesit	Fe-At	$\frac{1}{5} (2 \text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O})$	68,3	22,8
Antigorit	Ant	$\frac{1}{5} (3 \text{MgO} \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O})$	55,8	21,7
Fe-Antigorit	Fe-Ant	$\frac{1}{5} (3 \text{FeO} \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O})$	74,8	—
Grammatit	Gram	$\frac{1}{15} (2 \text{CaO} \cdot 5 \text{MgO} \cdot 8 \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$	54,2	18,0
Aktinolith	Akt	$\frac{1}{15} (2 \text{CaO} \cdot 5 \text{FeO} \cdot 8 \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$	69,3	21,0
Zoisit	Zo	$\frac{1}{16} (4 \text{CaO} \cdot 3 \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$	57,2	17,6
Ottrelith (Chloritoid)	Ot	$\frac{1}{4} (\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$	63,0	18,3
Mg-Ottrelith	Mg-Ot	$\frac{1}{4} (\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$	55,1	17,2
Xonotlit	Xon	$\frac{1}{10} (5 \text{CaO} \cdot 5 \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O})$	59,9	22,2
Kaolin	Kaol	$\frac{1}{4} (\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O})$	64,5	24,7
Brucit	Bru	1 $(\text{MgO} \cdot \text{H}_2\text{O})$	58,3	24,3
Magnetit	Mt	$\frac{1}{3} (\text{Fe}_3\text{O}_4)$	77,1	14,8
Korund	C	$\frac{1}{2} \text{Al}_2\text{O}_3$	51,0	12,9

Erläuterungen zum Schema Tab. XX. Die Berechnung wird vorerst unter der Annahme durchgeführt, der Q-Gehalt reiche für alle nötigen

Operationen aus, was übrigens in den meisten Fällen auch zutrifft. Cp und Ru werden als solche belassen, Fs wird zur Hm-Bildung gebraucht, wobei Q frei wird. (Bei den Operationen freiwerdender Q ist im Schema immer in gewinkelte Klammer gesetzt.) Nach Albitbildung wird, zur Vereinfachung der späteren Rechnung, Cal, Sp und Hz der Basis in Cs, Fo, Fa und C ($C = \frac{1}{2}Al_2O_3$) zerlegt, wobei auch Q verbraucht wird. Hierauf wird, soweit CO_2 vorhanden, Cc gebildet; wenn CO_2 molekular CaO überwiegt, muss auch zur Bildung von Mgs, eventuell sogar von Sid geschritten werden. Nach dem Aufbau (soweit C und Kp vorhanden) von Ms-Molekül gabelt sich der Berechnungsgang auf: ist noch Kp übrig geblieben, wird Or gebildet, wenn C restiert, so wird es mit Cs, C, und Q zu Zo vereinigt. Die den grossen Pfeilen (die die einzelnen Schritte verbinden) beige-schriebenen Basismolekül-Abkürzungen bedeuten demnach, dass bei einer Gabelung demjenigen Pfeil gefolgt werden soll, der die Bezeichnung des nach Ausführung des vorangehenden Schrittes noch restierenden Basismoleküls trägt. Der restliche Teil des Schemas erklärt sich nach diesen Erklärungen von selbst; eine nähere Erläuterung ist nur noch für den Fall nötig, bei welchem nach Bildung von Fe-At C übrig bleibt. Nach dem Schema wird hierbei Ottrelith (Chloritoid) gebildet und zwar unter teilweiser oder, wenn nötig, ganzer Zerstörung des vorher berechneten Fe-At. Genügt dies noch nicht, d. h. bleibt immer noch C übrig, wird auch At zur Bildung von Mg-Ot verwendet. Sollte auch nach vollständiger Zerstörung von At immer noch C restieren, wird dieses mit Q zu Kaol vereinigt.

Falls nach Ausführung aller dieser Operationen festgestellt wird, dass das notwendige Q gar nicht zur Verfügung steht, werden folgende Schritte zur Ausgleichung des Quarzmankos unternommen, die im Schema Tab. XX nicht mehr aufgeführt sind: zuerst wird Fe-Ant und eventuell Fe-At unter Mt-Bildung (mit Hm) zerstört, wobei Q „frei“ wird. Sollte auch dadurch das Quarzmanko nicht verschwinden oder ist Fe-Ant, Fe-At oder Hm gar nicht vorhanden, wird aus Ant Bru gebildet, wobei wiederum Q frei wird. Sollte auch diese Operation nicht zum Ziele führen, so kann aus eventuell vorhandenem Ot oder Mg-Ot wieder Sp bzw. Hz rückgebildet werden, wodurch ebenfalls Q frei wird. Schliesslich kann auch At unter Bru- und Sp-Bildung zerstört werden.

Alle notwendigen „Reaktionsgleichungen“ sind in Tab. XXII zusammengestellt.

P. NIGGLI (63) bezeichnete als ein Hauptziel seiner Normberechnungsweise den Versuch, in Molekular- bzw. Äquivalentprozenten eine Zusammensetzung zu erhalten, die zugleich nicht allzusehr von einer gewichtsprozentischen bzw. volumenprozentischen abweicht. Zur Nachprüfung der Frage, inwieweit dieses Ziel bei der vorliegenden Epi-Norm verwirklicht ist, wurden in den Tab. XXIII, XXIV und XXV für drei theoretische Beispiele die Äquivalentprozente mit den entsprechenden Gewichts- und Volum-% verglichen. In Tab. XXIII wurde z. B. für eine fingierte Epi-Norm (die in dieser Form gar nicht möglich wäre, da Gram neben Ot als vorhanden angenommen wird) mit je 10 Äquivalent-% von 10 verschiedenen wichtigen Epi-Norm-

mineralien die entsprechenden Gewichts- und Volum-% berechnet. In Tab. XXIV enthält die Epinorm 10 % Cc, in Tab. XXV 10 Äquivalent-% Mt.

Tab. XXII.

Wichtige Gleichungen zur Bildung der Epinorm aus der Basis

1.	3 Fs = 2 Hm + 1 Q	
2.	3 Ne + 2 Q = 5 Ab	
3.	(2 CO ₂) + 3 Cs = 2 Cc + 1 Q	
4.	(2 CO ₂) + 3 Fo = 2 Mgs + 1 Q	
5.	(2 CO ₂) + 3 Fa = 2 Sid + 1 Q	
6.	6 Cal + 1 Q = 4 C + 3 Cs	
7.	6 Sp + 1 Q = 4 C + 3 Fo	
8.	6 Hz + 1 Q = 4 C + 3 Fa	
9.	4 C + 6 Kp + 4 Q + (2 W) ²⁹⁾	= 14 Ms
10.	3 Kp + 2 Q = 5 Or	
11.	3 Cs + 2 Q + 3 C + ($\frac{1}{2}$ W)	= 8 Zo
12.	6 Cs + 15 Fo + 9 Q + (2 W)	= 30 Gram
13.	6 Cs + 15 Fa + 9 Q + (2 W)	= 30 Gram
14.	3 Fo + 2 C + (2 W)	= 5 At
15.	3 Fa + 2 C + (2 W)	= 5 Fe-At
16.	9 Fo + 1 Q + (4 W)	= 10 Ant
17.	9 Fa + 1 Q + (4 W)	= 10 Fe-Ant
18.	3 Cs + 1 Q + ($\frac{2}{3}$ W)	= 4 Xon
19.	5 Fe-At + 2 C + 1 Q	= 8 Ot
20.	5 At + 2 C + 1 Q	= 8 Mg-Ot
21.	1 C + 1 Q + (1 W)	= 2 Kaol
22.	3 Fa + 4 Hm	= 6 Mt + 1 Q
23.	5 Fe-Ant + 6 Hm	= 9 Mt + 2 Q + (2 W)
24.	5 Ant + (1 W)	= 3 Bru + 2 Q
25.	4 Mg-Ot	= 3 Sp + 1 Q + (1 W)
26.	4 Ot	= 3 Hz + 1 Q + (1 W)
27.	5 At + (1 W)	= 1 Bru + 3 Sp + 1 Q

In Tab. XXIII halten sich die Abweichungen der Gewichts- und Volum-% von den Äquivalent-% in durchaus erträglichen Grenzen. Die Differenzen übersteigen selten 1 %, d. h. der Fehler bei Gleichsetzung von Äquivalent-% mit Gewichts- oder Volum-% beträgt selten mehr als 10 % der Äquivalentzahl eines einzelnen Normminerals. Ob nun aber z. B. in einem Gestein 30 oder 33 Vol.-% Quarz vorhanden ist, dafür kann man sich auch bei sorgfältigster Ausmessung nicht immer verbürgen, abgesehen davon, dass schon von Dünnschliff zu Dünnschliff des gleichen Handstücks solche Variationen durchaus möglich sind.

²⁹⁾ W = H₂O, siehe dazu (63), S. 297—298.

Bedeutender sind die Abweichungen bei grösseren Mengen von Cc oder Mt und gleichzeitiger reichlicher Anwesenheit von Silikaten. Die Äquivalent-% von Cc müssen in diesen Fällen, um die Gewichts- oder Volum-% zu erhalten, wesentlich vergrössert werden (Tab. XXIV). Magnetit (wie auch Hm und andere Erze) ist volumprozentisch in kleineren Mengen vorhanden, als nach den Äquivalent-% zu schliessen wäre. In allen solchen Fällen (grösseren Mengen von Karbonat oder Erz in Silikatgesteinen) kann es wünschenswert sein, die Volum- oder Gewichts-% aus den Äquivalent-% zu berechnen, was durch Multiplikation mit den in Tab. XXI gegebenen Äquivalentgewichten oder Äquivalentvolumina und nachfolgender Umrechnung auf 100 ohne Schwierigkeit erfolgen kann.

Tab. XXIII.
Vergleichstabelle

Aequivalent-%	Gew.-%	Vol.-%
10 % Q	10,1	11,2
10 % Ab	8,8	10,2
10 % Ms	9,6	9,9
10 % Gram	9,2	8,9
10 % Akt	11,7	10,3
10 % Zo	9,7	8,7
10 % At	9,4	9,8
10 % Ant	9,4	10,7
10 % Fe-At	11,5	11,2
10 % Mg-Ot	10,6	9,1
100 %	100 %	100 %

Tab. XXIV.
Vergleichstabelle mit Calcit

Aequivalent-%	Gew.-%	Vol.-%
10 % Q	9,5	10,2
10 % Cc	15,9	16,6
10 % Ab	8,3	9,4
10 % Ms	9,0	9,2
10 % Gram	8,6	8,1
10 % Akt	11,0	9,5
10 % Zo	9,1	7,9
10 % At	8,8	9,0
10 % Ant	8,9	9,8
10 % Fe-At	10,9	10,3
100 %	100 %	100 %

Tab. XXV. *Vergleichstabelle mit Magnetit*

Aequivalent-%	Gew.-%	Vol.-%
10 % Q	9,9	11,4
10 % Ab	8,6	10,4
10 % Ms	9,4	10,2
10 % Gram	8,9	9,0
10 % Akt	11,4	10,5
10 % Zo	9,4	8,8
10 % At	9,2	10,0
10 % Ant	9,2	10,9
10 % Fe-At	11,3	11,4
10 % Mt	12,7	7,4
100 %	100 %	100 %

b) ANWENDUNG DER EPINORM-BERECHNUNG AUF DIE
CHLORITOIDSCHIEFERSERIE UND DIE MAGNETITPHYLLITE

Tab. XXVI gibt die Molekularwerte der 9 Analysen aus der Chloritoidschieferserie (Trias) und der 2 Analysen von Magnetit-

phylliten (Permokarbon) wieder. Unter den analysierten Gesteinen der Chloritoidschieferserie finden sich drei als Chlorit-Serizitphyllite (z. T. auch als Knötchenschiefer) bezeichnete Typen. Diese sind nach den mikroskopischen Untersuchungen von P. NIGGLI (56) als äquivalente Gesteine eines Teiles der Chloritoidschiefer anzusehen, die einen geringeren Grad der Umwandlung erlitten haben. Die Molekularwerte dieser „Chlorit-Serizitschiefer“ zeigen in der Tat ausser geringfügigem Auftreten von CO_2 eine fast völlige Übereinstimmung mit den Chloritoidschiefern, was die erwähnte Ansicht stützt. Die drei Gesteine dürfen demnach als „potentielle Chloritoidschiefer“ betrachtet werden (an Stelle von Chloritoid sind wohl noch Limonit, primäre Tonminerale und in den Knötchenschiefern Breunnerit vorhanden) und sollen als solche bei den Berechnungen mitberücksichtigt werden. Zu den Analysen der Chloritoidschiefer ist ferner zu bemerken, dass P. NIGGLI P_2O_5 nicht bestimmt hat und dass in den meisten Fällen alles Fe in zweiwertiger Form angegeben ist. Genauere quantitative Angaben (Volumenprozent) des Mineralbestandes fehlen, das relative Mengenverhältnis der einzelnen Komponenten geht jedoch aus den Dünnschliffbeschreibungen genügend hervor.

Tab. XXVII und XXVIII enthalten die Berechnungsergebnisse von Basis und Standard-Epinorm der Chloritoidschieferserie und der Magnetitphyllite. Aus dem engeren Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit stammen nur die beiden Analysen von Magnetitphylliten; die übrigen Analysen gehören zu Gesteinen aus der östlichen Fortsetzung der UGM.

Tab. XXVI.

Molekular-(NIGGLI)-Werte der Gesteine der Chloritoidschieferserie und der Magnetitphyllite

	Nummer in (60)	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	co ₂
Magnetit-Albitphyllite	III 123	180	39	32,5	4,5	24	0,36	0,40	2,2	0,67	
	III 124	171	42,5	32,5	3,5	21,5	0,47	0,40	2,3	1,0	
Chloritoid-schiefer-serie	III 195	162	39	43	3	15	0,32	0,51	3,0	—	
	III 196	169	55	36	1,5	7,5	0,71	0,03	3,0	—	
	III 197	496	57	31	0	12	0,76	0,16	6,1	—	5,5
	III 198	300	45,5	43,5	1,5	9,5	0,60	0,50	1,7	—	15,5
	III 199	212	49	36,5	1,5	13	0,88	0,21	3,2	—	0,7
	III 200	438	40	45	4	11	0,84	0,51	3,2	—	
	III 201	207	44,5	50	1	4,5	0,80	0,36	2,9	—	
	III 202	372	39	45	9,5	6,5	0,80	0,52	3,1	—	
	III 203	388	40,5	43,5	2,5	13,5	0,56	0,37	4,2	—	

- III, 123 Magnetit-Albitphyllit; Val Gierm.
 III, 124 Magnetit-Albitphyllit; Val Gierm.
 III, 195 Chlorit-Serizitphyllit, Knötchenschiefer, Typus Solivabach; Brücke Curaglia.
 III, 196 Chloritoidphyllit, mit serizitischem Grundgewebe, Typus Nadels; Brücke Curaglia.
 III, 197 Chloritoidphyllit, schwarz, Typus Garvera; Garvera West.
 III, 198 Chlorit-Serizitphyllit, karbonatführend, Typus Solivabach; Garvera West.
 III, 199 Serizit-Chloritschiefer hämatitreich, Typus Runcahetz; Garvera West.
 III, 200 Chloritoidphyllit, chlorit- und hämatitführend, Typus Val Naustgel; Val Naustgel.
 III, 201 Chloritoidphyllit, mit chloritreichem, serizitischem Grundgewebe, Typus Val Naustgel; Val Naustgel.
 III, 202 Chloritoidschiefer, mit serizitisch-quarzitischen Grundgewebe, Typus Nadels; Tenigerbad.
 III, 203 Chloritoidschiefer; Tenigerbad.

Tab. XXVII.

Basis der Gesteine der Chloritoidschieferserie und der Magnetitphyllite

	Magnetit-Albitphyllite		Chloritoidschieferserie								
	III 123	III 124	III 195	III 196	III 197	III 198	III 199	III 200	III 201	III 202	III 203
Cp	1,0	1,5	0,9	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Ru	0,6	0,7	1,0	0,9	0,9	0,4	0,8	0,5	0,8	0,6	0,7
Kp	14,8	17,8	9,0	9,9	8,2	7,9	19,0	9,4	5,9	5,6	8,1
Ne	26,2	20,2	19,5	4,4	2,5	5,1	2,6	2,0	1,5	1,4	6,2
Cal	2,4	0,3	1,2	1,2	0,2	1,1	1,1	2,2	1,1	5,5	1,2
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sp	11,1	11,4	20,4	0,9	2,3	14,1	6,3	11,5	15,0	13,4	8,5
Fo	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hx	—	6,8	0,6	31,3	11,6	7,8	21,4	0,9	17,3	0,1	4,7
Fa	3,4	0,1	7,3	—	—	1,3	1,1	5,1	4,8	3,7	9,2
Fs	5,0	5,2	3,0	*	*	2,0	*	*	*	2,5	1,5
C	—	—	—	5,7	4,1	—	—	—	—	—	—
Q	35,4	36,0	37,1	45,7	70,2	60,3	47,7	68,4	53,6	67,0	59,9
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
co ₂	0	0	0	0	(0,8)	(3,4)	(0,2)	0	0	0	0

* Alles Eisen in zweiwertiger Form bestimmt!

Tab. XXVIII.

Standard-Epinorm der Gesteine der Chloritoidschieferserie und der Magnetitphyllite

	Magnetit-Albitphyllite		Chloritoidschieferserie								
	III 123	III 124	III 195	III 196	III 197	III 198	III 199	III 200	III 201	III 202	III 203
Cp	1,0	1,5	0,9	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Ru	0,6	0,7	1,0	0,9	0,9	0,4	0,8	0,5	0,8	0,6	0,7
Hm	3,4	3,4	2,0	*	*	1,4	*	*	*	1,7	1,0
Cc	—	—	—	—	—	0,3	0,2	—	—	—	—
Mgs	—	—	—	—	0,8	3,1	—	—	—	—	—
Ab	43,7	33,7	32,5	7,3	4,2	8,5	4,4	3,3	2,5	1,9	10,4
Ms	31,5	41,8	21,0	23,1	19,2	18,5	44,6	22,0	13,7	13,0	18,9
Or	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gram	6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zo	—	0,4	1,6	1,6	—	—	0,7	2,9	1,4	7,3	1,6
At	—	0,3	17,0	0,7	—	—	5,3	6,0	12,5	11,2	7,0
Fe-At	—	—	3,5	1,4	—	—	10,3	—	13,0	4,2	2,0
Ant	3,0	6,1	—	—	—	—	—	2,3	—	—	—
Fe-Ant	3,8	3,9	6,1	—	—	—	6,2	6,1	—	1,4	11,6
Ot	—	—	—	39,6	15,5	13,8	—	—	15,2	—	—
Mg-Ot	—	—	—	—	—	6,4	—	—	—	—	—
Kaol	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—	—	—
Q	4,8	8,2	14,4	25,4	58,6	47,6	27,5	56,9	40,9	58,5	46,8
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

* In der Analyse alles Eisen in zweiwertiger Form bestimmt!

Ein Vergleich von Norm und Modus der Magnetitphyllite führt zu folgenden Feststellungen:

Aus der physiographischen Beschreibung (siehe S. 195) geht hervor, dass als HGT, nach abnehmender mengenmässiger Bedeutung geordnet, folgende Mineralien auftreten: Serizit, Albit, Quarz, Magnetit, Klinochlor. In guter Übereinstimmung mit diesem modalen Mineralbestand steht der hohe Gehalt an Ab und Ms der Epinorm, da Albit und Serizit neben Quarz tatsächlich die Hauptminerale dieser Gesteine sind. Die Magnetitführung dagegen kommt in der Standard-Epinorm nicht zum Ausdruck, denn sie ist hier nicht durch Quarzunterschuss bedingt, der in der Standard-Epinorm allein zur Berechnung von Mt führt.

Dass es tatsächlich epizonale Gesteine gibt, bei welchen das Auftreten von Magnetitporphyroblasten durch den geringen SiO_2 -Gehalt, der nicht zur Bildung von Chlorit-Molekülen aus dem gesamten vorhandenen Fe ausreicht, erklärt werden kann, zeigt das Beispiel eines Magnetitchloritschiefers ((60), IV 306) von Alp Rischuna, Vals (aus einem Grünschieferkomplex in Bündnerschiefern):

Tab. XXIX.
*Molekularwerte, Basis und Epinorm des Magnetitchloritschiefers
 von Alp Rischuna*

M o l e k u l a r - (N I G G L I) - W e r t e:								
si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
43	21	74	4,5	0,5	0,43	0,66	2,8	0,19
Basis			Standard-Epinorm					
Cp	0,3		Cp	0,3				
Ru	1,7		Ru	1,7				
Kp	0,7		Ab	1,9				
Ne	1,1		Zo	10,1				
Cal	7,6		Ms	1,6				
Sp	30,1		At	52,3				
Fo	25,3		Ant	6,6				
Fa	19,8		Bru	2,0				
Fs	3,4		Fe-Ant	20,1				
Q	10,0		Mt	3,4				

Für dieses Gestein führt demnach auch die Standard-Epinorm zur Berechnung von Magnetit, was durch den Unterschuss an Q bedingt ist. Da nur wenig dreiwertiges Eisen in der Analyse bestimmt wurde (Analysefehler oder Partie mit wenig Magnetit?), reicht sogar die Mt-Bildung nicht aus, um den Unterschuss an Q zu beseitigen; es muss noch Bru berechnet werden.

Wenden wir uns nun dem Vergleich von Norm und Modus der Chloritoidschieferserie zu. In den Epinormen aller Analysen ist reichlich Q, Ms und Chlorit berechnet worden, während Ab- und Ca-haltige Verbindungsgruppen nur untergeordnet vorhanden sind. Es steht dies in guter Übereinstimmung mit den modalen Verhältnissen. (Nach P. NIGGLI (56) sind Hauptminerale dieser Gesteine: Quarz, Serizit, Chlorit und Chloritoid). Weniger gut ist die Übereinstimmung in Bezug auf das Auftreten von Chloritoid. Von den 9 Analysen dieser Serie ergeben nur 4 normativen Chloritoid; bei einer dieser 4 Analysen liegt ein chloritoidfreier, karbonatführender Chlorit-Serizitphyllit vor, der nach P. NIGGLI (56) „potentiellen Chloritoid“ enthalten muss, die andern 3 Analysen stammen von Chloritoidschiefern. Für die 5 restlichen Epinormen (3 davon von Chloritoidschiefern) konnte nach dem angegebenen Standardverfahren kein Chloritoid berechnet werden, da hierfür zu wenig C zur Verfügung steht.

Welches sind nun die Gründe dieser Diskrepanzen zwischen normativem und modalem Mineralbestand sowohl der Magnetitphyllite wie der Chloritoidschiefer? Einmal könnte der Sprödglimmer der Gesteine der Chloritoidschieferserie von der angenommenen idealisierten Zusammensetzung $Ot = 1/4$

$\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ wesentlich abweichen. Das ist jedoch nicht der Fall, wie die von P. NIGGLI ((56), S. 20) durchgeführte Analyse eines Chloritoids dieser Gesteine zeigt. Die dort hiefür angegebenen „Molekularzahlen“ lauten:

Tab. XXX. *Molekularzahlen eines Chloritoids*

SiO_2	500		
Al_2O_3	312	}	344
Fe_2O_3	32		
FeO	275	}	300
MgO	29		
CaO	5		

Einzig SiO_2 ist gegenüber der Idealzusammensetzung wesentlich grösser, was jedoch auf Quarzeinschlüsse zurückgeführt werden kann. Das Verhältnis Al_2O_3 zu FeO entspricht angenähert demjenigen der Idealzusammensetzung. Der Grund für die Diskrepanz Norm - Modus muss daher anderswo gesucht werden.

In der Magnetitphyllit-Chloritoidschieferserie der UGM ist eine interessante Variante der Epi-Mineralparagenese verwirklicht, die vermutlich häufig auftritt. Sie lässt sich angenähert berechnen, doch eignet sich das Rechenverfahren nicht für ein standardisiertes Vorgehen, weil aus einer Mischkristallserie ein mittleres oder eisenarmes Glied herausgegriffen werden muss, das sich unter bestimmten Bedingungen offenbar besonders leicht bildet. Wiederum gestattet die Darstellung der Verbindungstypen in Äquivalentprozenten (Äquivalent-Epinorm) jederzeit die Umformung in Anpassung an die tatsächlich beobachteten Verhältnisse. Da gerade dies ein Hauptvorteil der neuen Berechnungsart ist, mögen die Überlegungen, die zur Charakterisierung und rechnerischen Erfassung der in der UGM vorhandenen Varianten führen, etwas ausführlicher dargelegt werden.

Ein Vergleich der normativen Zusammensetzung des Chlorits der Chloritoidschiefer-Analysen mit der Ausbildung des tatsächlich vorhandenen Chlorits zeigt beträchtliche Unterschiede. Die standardisierte Berechnungsweise der Epinorm führt bei diesen Gesteinen in den meisten Fällen zu sehr At- und Fe-At-reichen, d. h. tonerde-reichen Chloriten. So finden wir in der Epinorm der Analyse 202 an Chloritmolekülen 11,2 At, 4,2 Fe-At und nur 1,4 Fe-Ant, denn nach dem Standardverfahren wird vor einer Ot-Bildung zuerst, soweit als möglich, At und Fe-At berechnet. Im modalen Mineralbestand treten nun aber nirgends Amesite, amesitartige Chlorite oder Daphnite auf: man findet durchwegs Klinochlor, Pennin bis Klinochlor und nur selten etwas prochloritartige Chlorite.

Somit lässt sich eine deutliche Tendenz zur Ausbildung eines Chlorits mit mittlerem Tonerdegehalt konstatieren, mit anderen Worten: bei überschüssigem Al entstehen nicht amesitartige Chlorite vor der Chloritoidbildung, sondern direkt Chloritoide.

Auch der normative Chlorit der Magnetitphyllite stimmt nicht mit dem modalen überein. Nach der Epinorm sollten recht eisenreiche, serpentinarartige (tonerdefreie) Chlorite auftreten (z. B. Analyse II, 123: 3,0 Ant und 3,8 Fe-Ant). Solche eisenreiche und tonerdearme Glieder der Chloritgruppe sind jedoch in diesen Gesteinen nicht bekannt geworden; der Chlorit der Magnetitbitphyllite ist nach den optischen Befunden ein normaler Pennin bis Klinochlor. Eine Berechnung von Magnetit (trotz des recht hohen SiO_2 -Gehalts) bringt die normative Zusammensetzung des Chlorits, wenigstens, was den anomalen Eisengehalt betrifft, der modalen Ausbildung näher. Es scheint somit auch in diesem Fall das Bestreben, eine bestimmte mittlere Chloritvarietät zu bilden, für die Mineralparagenese ausschlaggebend zu sein. Eine rechnerische Durchführung der „Magnetitvariante“ ergibt folgende Werte:

Tab. XXXI. *Epinormvariante für Magnetitphyllite*

	III, 123	III, 124
Cp	1,0	1,5
Ru	0,6	0,7
Ab	43,7	33,7
Ms	31,5	41,8
Ot	2,2	—
Gram	6,0	—
Zo	—	0,4
At	—	0,3
Ant	3,0	6,1
Fe-Ant	1,0	1,0
Mt	5,0	5,2
Q	6,0	9,3
	100,0	100,0

Die Übereinstimmung von modalem und normativem Mineralbestand ist jetzt eine bessere, wenn auch der normative Chlorit (nur Ant und Fe-Ant!) immer noch in Bezug auf den Al-Gehalt gegenüber dem modalen (Klinochlor) etwas verschieden ausfällt. Ferner musste in Analyse III 123 Gram berechnet werden, obgleich nach P. NIGGLI (56) Hornblende in diesem Gestein nicht auftritt. Das lässt vermuten, dass die Zusammensetzung des Serizits nicht derjenigen des Idealmuskowits entspricht. Der feinschuppige Glimmer wird (wie häufig in der Epi- bis Mesozone) tonerdeärmer sein.

Dadurch wird für schwach Ca-haltige Plagioklase und für Chlorit das notwendige Al geliefert. Ferner wird im Serizit auch Na enthalten sein, da die Gesteine modal nicht bis 44 % (wie in Epinorm von III/123) Albit führen.

Wesentlich bleibt, dass die Kombination Magnetit + Mg-reicher Chlorit in diesen Gesteinen an Stelle eisenreicher Chlorite getreten ist. Dass der Magnetit porphyroblastisch ausgebildet ist, deutet auf einen starken Lösungsumsatz mit Sammelkristallisation hin, der vermutlich durch den hohen Alkaliengehalt begünstigt wurde.

Um weiterhin auch für die Chloritoidschieferreihe eine bessere Übereinstimmung von Epinorm und Modus zu erreichen, wurde für die Analysen dieser Gesteine eine Klinochlorvariante berechnet. Auf S. 248 konnte ja gezeigt werden, dass besonders in der Zusammensetzung des Chlorits, und, damit zusammenhängend, im Chloritoidgehalt (der in 5 Analysen normativ = 0 ist) die grössten Unterschiede Norm-Modus vorhanden sind.

Tab. XXXII.

Klinochlorvariante der Epinorm der Chloritoidschieferreihe

	III 195	III 196	III 197	III 198	III 199	III 200	III 201	III 202	III 203
Cp	0,9	—	—	—	—	—	—	0,2	—
Ru	1,0	0,9	0,9	0,4	0,8	0,5	0,8	0,6	0,7
Hm	2,0	*	*	1,4	*	*	*	1,7	1,0
Cc	—	—	—	0,3	0,2	—	—	—	—
Mgs	—	—	0,8	3,1	—	—	—	—	—
Ab	32,5	7,3	4,2	8,5	4,4	3,3	2,5	1,9	10,4
Ms	21,0	23,1	19,2	18,5	44,6	22,0	13,7	13,0	18,9
Zo	1,6	1,6	—	—	0,7	2,9	1,4	7,3	1,6
Kl	13,5	0,5	—	—	4,2	7,4	10,0	9,0	5,6
Ot	10,9	41,1	15,5	13,8	10,8	2,0	31,5	8,8	5,0
Mg-Ot	—	—	—	6,4	—	—	—	—	—
Fe-Ant	3,9	0,3	—	—	8,6	5,3	1,9	0,6	10,7
Kaol	—	—	0,8	—	*	—	—	—	—
Q	12,7	25,2	58,6	47,6	25,7	56,6	38,2	56,9	46,1
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

* Alles Eisen in zweiwertiger Form bestimmt!

Die Klinochlorvariante unterscheidet sich von der Standard-Epinorm wie folgt: Nach der Zoisitbildung wird nicht At, sondern mit allem vorhandenen Fo Klinochlor ($10 \text{ Kl} = 3 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5 \text{ MgO} \cdot 4 \text{ H}_2\text{O}$; Äquivalentgewicht: 55,6, Äquivalentvolumen: 20,6), also ein Chlorit mit mittlerem Al-Gehalt, berechnet. Die Reaktionsgleichung lautet: $15 \text{ Fo} + 4 \text{ C} + 1 \text{ Q} = 20 \text{ Kl}$. In den neun in Frage

stehenden Analysen bleibt nach dieser Operation immer noch C übrig. Dieses wird nun sofort zu Chloritoidbildung benützt. Bleibt nach vollständigem Verbrauch von Fa immer noch C, wird der vorher gebildete Kl, soweit nötig, unter Mg-Ot-Bildung zerstört. Kann auch damit der C-Überschuss nicht abgesättigt werden, wird das restierende C mit der erforderlichen Menge Q zu Kaol vereinigt. War jedoch nicht genügend C vorhanden, um aus dem gesamten Fa Ot zu bilden, so wird aus dem restierenden Fa Fe-Ant berechnet.

Die Übereinstimmung von normativem und modalem Mineralbestand ist nun eine recht gute: In allen neuen Normen musste Ot berechnet werden. Auch der Chlorit steht jetzt dem modalen recht nahe; nur scheint er in einigen Gesteinen noch zu viel Fe-Ant (III, 199, III, 200 und III, 203) zu enthalten. Wiederum wird Fe-Erz (Oxydationsgrad teils nicht bestimmt, teils unsicher) neben Mg-reichem Chlorit und Quarz beständig sein.

Somit ist als Ganzes die vorliegende Gesteinsserie innerhalb der Epizone dadurch charakterisiert, dass sich keine sehr eisen- und tonerdereichen, wohl aber klinochlorähnliche Chlorite neben Magnetit, Hämatit und Chloritoid bilden. Man darf diese mineralparagenetischen Verhältnisse als eine besondere Epifazies bezeichnen.

C. DIE DISENTISER MULDE

Die Mesozoikum und Permokarbon enthaltende, alpin eingefaltete DM³⁰⁾ trennt im Raum zwischen Disentis und Schlans die altkristallinen Kerne des AM und des TZM voneinander (siehe Seite 173). Sie ist schlecht aufgeschlossen, da der heutige, mit Alluvionen aufgefüllte Talweg des Rheins zwischen Disentis und Truns dem Muldenzug folgt. Nach Karte und Profilen von F. WEBER (VII) besteht die DM aus einem mesozoischen Zug im Norden (Trias, Dogger und Malm in symmetrischem, muldenförmigem Bau; westlich Schlans und bei Truns auch wenig Verrucano nördlich des Mesozoikums) und aus einem mächtigen, in sich antiklinal gebauten Südteil von Verrucano. Die Hauptmasse des letzteren, wie sie in den Profilen (WEBER (VII)) eingezeichnet wurde, ist allerdings nur hypothetisch und von Bergsturz und Alluvionen verdeckt. Kleinere Verrucano-Aufschlüsse finden sich südlich Somvix („bunte fleckige Schiefer, tuffartig“) und westlich Schlans. Zwischen dem zum grössten Teil hypothetischen Verrucano und den Paraschiefern resp. Para-

³⁰⁾ Mulde im Sinne der Definition auf S. 67: Zone jüngerer Gesteine zwischen zwei Zonen wesentlich älterer Gesteine.

gneisen schaltet sich eine am südlichen Talhang und südlich Somvix am nördlichen Rheinufer recht gut aufgeschlossenen Zone von „Quarzporphyren und diabasartigen basischen Eruptiva“³¹⁾ ein. (Bei Brulf, nördlich Cavardiras und südlich Somvix.) Nach der Karte von WEBER (VII) wechsellagern diese Eruptiva südlich Somvix noch mit Verrucano, sodass zeitlich sehr wohl alle dem Verrucano angehören können. Die nähere Beschreibung dieser Gesteine (vom Westende des Komplexes in Abschnitt D) wird zeigen, dass auch petrographisch Analogien mit Eruptivgesteinen anderer Verrucanogebiete vorhanden sind. Immerhin sei nicht unerwähnt gelassen, dass F. WEBER (VII) in seinen Profilen für diese Gesteine die Signatur für „Prä-Alt karbonische Quarzporphyre“ resp. „Diorite“ und nicht die Signatur für permische Eruptivgesteine gewählt hat. Es sind indessen nirgends Beweise vorhanden, dass diese Eruptiva in ein Altkristallin eingedrungen sind. Die Ansicht, dass es sich beim Keratophyr-Spilitzug Brulf-Cavardiras-Somvix um eine Folge subeffusiver, eventuell teils effusiver Bildungen innerhalb eines nachgranitischen Permokarbons (vermutlich Perm) handelt, trägt den Tatsachen besser Rechnung (siehe auch Abschnitt D). Gemäss dieser Ansicht gehören diese Gesteine also auch nicht zum altkristallinen Kern des TZM, sondern zum südlichen Teil der alpin eingefalteten, dem AM-Kern näher gelegenen DM.

Es ist dies nicht ohne Bedeutung, da neuerdings HÜGI (42) die Melaphyre von Tamins mit den Eruptivgesteinen von Brulf-Cavardiras vergleicht, Ähnlichkeiten findet und daraus folgert, dass das sogenannte „Taminser Kristallin“ die Fortsetzung des TZM darstelle. Nach den oben erwähnten Befunden würde es sich indessen bei Tamins höchstens um ein Äquivalent des nachgranitischen Permokarbons der DM handeln, also einer Zone, die unmittelbar nördlich des TZM liegt. Die Beziehungen der Verrucanogesteine der DM zum Altkristallin des TZM sind im übrigen noch nicht abgeklärt. F. WEBER gibt zwischen dem Eruptivgesteinszug Brulf-Somvix und dem altkristallinen Kern des TZM deutlich eine Schubfläche an, und da er annimmt, dass der Verrucano in sich eine Antiklinale enthalte, müsste nach ihm die DM komplex gebaut sein. Eine Entscheidung über diese Fragen kann indessen nur ausserhalb des hier behandelten Untersuchungsgebietes erfolgen.

Gleichermassen unsicher sind auch die genaueren Beziehungen der DM zum AM. Auch hier ist ein tektonischer Kontakt wahr-

³¹⁾ Nach Abschnitt D (S. 256) handelt es sich um Keratophyre und spilitartige Diabase.

scheinlich, da stellenweise Dogger direkt an Diorit des AM stösst. Immerhin braucht es sich lediglich um sekundäre Verschürfungen und Abscherungen zu handeln, sodass der Nordflügel der DM grosso modo doch die normalstratigraphische, mesozoische Bedeckung des altkristallinen Kerns des AM sein kann. Keinesfalls glaube ich, in Übereinstimmung übrigens mit WEBERS Profilen, dass dieses Mesozoikum mit der ursprünglichen sedimentären Nordbedeckung des TZM irgend etwas zu tun hat.

Bei Disentis besitzt die Gesamtzone der (vielleicht komplex gebauten) DM die respektable Breite von 900 m, falls die Konstruktion in den Profilen von F. WEBER zutrifft, d.h. unter den Bergsturzmassen östlich Disentis tatsächlich Verrucano ansteht und falls der Keratophyr-Spilitzug Brulf-Somvix zur DM gerechnet wird. Umso erstaunlicher ist das plötzliche Verschwinden analoger Gesteine gegen Westen hin. Sie fehlen schon im Segnes-Plaun grond-Gebiet gänzlich. Wie sich dieses Auskeilen genauer abspielt, kann leider zufolge der Überdeckung des anstehenden Felsens durch die grossen Schuttkegel des Disentiserbeckens nicht gesagt werden. WEBER (VII) gibt in der Nähe des Klosters Disentis eine Verwerfung an.

Gesteinsanalysen aus der DM: Es existieren 4 Analysen aus der Eruptivgesteinszone Brulf-Compadias-Somvix, nämlich (60) III, 70 („Porphyrit“); III, 71 („Diabasschiefer“); II, 118 („Dioritporphyrit“) und eine in (60) nicht aufgenommene Analyse eines „grünen Schiefers“ von Somvix in WEHRLI (100), S. 47.

Die Fazies des Mesozoikums der DM ist nach den Angaben von P. NIGGLI ((57), S. 67) diejenige des nördlichen, helvetischen Faziesraumes (autochthon bis Glarnerdecke). Lias fehlt stratigraphisch; (was WEHRLI (100) als solchen bezeichnet, kann nach P. NIGGLI ((57), S. 67) Eisensandstein des Dogger sein), und die Trias enthält keine Rauhwacke. Im engeren Untersuchungsgebiet liegen nur die Aufschlüsse von Mesozoikum bei Disentis und die Aufschlüsse in der Keratophyr-Spilitzone bei Brulf (ost-süd-östlich Disentis). Die Eruptivgesteine werden in Abschnitt D, zusammen mit denen der UGM, besprochen.

Das Mesozoikum bei Disentis. Die Aufschlüsse sind heute sehr schlecht und unvollständig. Die genaueren Lagerungsbeziehungen der nur sporadisch aufgeschlossenen Gesteine konnten nicht rekonstruiert werden, insbesondere auch deshalb, weil starke Verfaltungen konstatiert wurden. Ich begnüge mich daher im folgenden mit einer blossen Aufzählung der gefundenen Gesteinstypen (nördlich des Mesozoikums stehen Diorite des AM an; der direkte Kontakt ist nicht aufgeschlossen):

a) Aufschluss in der steilen Wiese nordöstlich der Nordostecke des Klosters Disentis: hellgraubrauner, dichter Dolomit, bröckelig-zerrüttet, mit verd. HCl schwach aufbrausend; dolomitische (? tektonische) Brekzie mit grossen grauen Dolomitkomponenten, führt im calcitischen „Zement“ lokal violetten Fluorit; weisser Calcitmarmor; lagige-geflamte Marmore mit Chloritlagen. Die Schichten scheinen gegen Westen hin nach Süden umzubiegen.

b) Aufschlüsse im Wald am Weg, der von der Nordostecke des Klosters \pm horizontal durch das Waldstück westlich St. Placi führt: in starken Verfaltungen rostig anwitternde, spätige Kalke; Echinodermenbrekzien; blaugraue, dichte Kalke, z. T. geflammt durch beginnende Marmorisierung (u. d. M. mit kohligem Pigment, daher wohl kaum Malmkalk); graue dünnblättrige Schiefer. In Lesestücken wurde eine grobe Echinodermenbrekzie gefunden, die neben gelben, dolomitischen Bruchstücken eigenartig grüne, bis 1 cm grosse Komponenten führt. Die letzteren bestehen u. d. M. vorwiegend aus einem wirrfalzigen Gewebe eines intensiv grünen, stark pleochroitischen Chlorits, der eine hohe mittlere Lichtbrechung von ca. 1,635 aufweist. Die I. F. sind prächtig violett; n'_γ in Längsrichtung. Es muss sich um einen eisenreichen Chlorit (Aphrosiderit oder Chamosit) handeln.

Alle gefundenen Gesteinstypen können ohne Schwierigkeit als Trias, Dogger oder Malm interpretiert werden. Ein typisches liasisches Gestein (z. B. Sandkalk) tritt nicht auf. Nach P. NIGGLI ((57), S. 67) fand man früher im Klostersgarten bei Disentis: „Echinodermenbrekzie des Dogger, Eisenoolith, Schiltkalk und Malm“. Auffällig ist die z. T. recht starke alpine Metamorphose (Auftreten von Marmoren!).

Weit vollständiger und günstiger als die Aufschlüsse von Disentis sind diejenigen von Truns, die indessen ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen.

D. DIE ERUPTIVGESTEINE IM NACHGRANITISCHEN PERMOKARBON

In diesem Abschnitt gelangen alle bekannt gewordenen Eruptivgesteine zur Besprechung, die sich in normalem Verband innerhalb einer Serie von sedimentärem „nachgranitischem Permokarbon“ befinden oder einst befunden haben. Für einige hier behandelte Gesteine steht indessen diese Voraussetzung nicht mit Sicherheit fest, so für die Keratophyr-Splitserie südlich Disentis (siehe die Diskussion auf S. 252 und S. 257).

Die Struktur aller Eruptivgesteine innerhalb des nachgranitischen Permokarbons des Untersuchungsgebietes ist diejenige von Erguss- oder Ganggesteinen, ihre Lagerungsform ist eine konkordante. Daraus und aus den nachstehenden Beschreibungen geht hervor, dass es sich um eine Folge subeffusiver, teils eventuell auch effusiver saurer und basischer Eruptivgesteine handelt. Typen, die als Tiefengesteine aufgefasst werden könnten, fehlen, wie überhaupt

innerhalb des nachgranitischen Permokarbons Anzeichen einer echt plutonischen Aktivität nicht nachzuweisen sind (keine Pegmatit- oder Aplitgänge!).

Die Altersbestimmung der Eruptivgesteine dieses Abschnitts ist abhängig von derjenigen des sog. nachgranitischen „Permokarbons“ selbst. Nach der in dieser Arbeit vertretenen Ansicht umfasst diese Serie oberes Karbon (Oberwestphalien - Stephanien) und Perm. Die Eruptivgesteine dürften wohl permisches Alter haben, auf alle Fälle folgt z. B. der Quarzporphyr am Nordgrat des Piz Muraun nördlich auf die als Karbon anzusehende schwarze Schieferserie. Im Oberwestphalien und Perm waren wohl in allen Zentralmassiven die plutonisch-granitischen Intrusionen im wesentlichen schon abgeschlossen (siehe CADISCH (16), 77). Es ist nun aber natürlich nicht undenkbar, dass auch innerhalb der altkristallinen Kerne selbst einzelne nachgranitische lagergangartige oder auch gangförmige Bildungen ebenfalls permisches oder oberwestphälisches Alter besitzen und altersmäßig den in diesem Abschnitt besprochenen Gesteinen entsprechen. Im untersuchten Gebiet wurden indessen keine Gesteine angetroffen, für die diese Möglichkeit wahrscheinlich ist. Die intermediären Gänge im Altkristallin des GM konnten als Lamprophyre aufgefasst werden, die wohl der Granitintrusion ziemlich unmittelbar gefolgt sind.

Die petrographische Untersuchung ergab, dass im Permokarbon neben Quarzporphyren Gesteine auftreten, die solchen aus den Keratophyr-Splitserien der englischen und amerikanischen Autoren sehr ähnlich sind. Für die Zwecke der Beschreibung wurde eine Dreiteilung der Gesteinstypen vorgenommen, in Quarzporphyre (I), Keratophyre (inkl. Quarzkeratophyre) (II) und basische Eruptivgesteine (III). In Abschnitt IV wird mit Eruptivgesteinen aus anderen schweizerischen Verrucanogebieten verglichen, in Abschnitt V wird kurz auf das Keratophyr-Splitproblem eingetreten.

I. Die Quarzporphyre

Quarzporphyre, mit makroskopisch sichtbaren Quarzeinsprenglingen, treten im Permokarbon des Untersuchungsgebietes nur in der UGM auf; in der DM konnten sie nicht aufgefunden werden. In der Schuppungszone am Nordrand der UGM sind sie recht häufig, jedoch immer stark verschiefert. Eine Beschreibung eines solchen Gesteins findet sich auf S. 232. Im mächtigen Permokarbon im Südteil der UGM wurde nur im Osten (westlich von Pali) ein Quarzporphyr angetroffen, welcher als Fortsetzung des mächtigen Quarz-

porphyrlagers am Piz Muraun-Nordgrat aufzufassen ist. In stark verschiefertem Zustand wurde dieses Quarzporphyrlager gegen Westen zuletzt südwestlich der Alp Cavorgia beobachtet (siehe S. 208). In den z. T. guten Aufschlüssen westlich Pali ist die makroskopische Variabilität innerhalb des gleichen Lagers recht auffällig. Neben rein weissen Typen kommen grünliche vor, neben prachtvoll porphyrischen stellen sich randlich feinkörnige aplitische Ausbildungen ein. Der letztere Befund deutet darauf hin, dass es sich nicht um eine effusive, sondern vermutlich um eine subeffusive, lagergangartige Bildung handelt. Neben noch recht massigen Ausbildungen wurden schiefrige, serizitreiche beobachtet, die die makroskopische Diagnose der Gesteine oft erschweren. Der Serizit besitzt nicht selten eine deutlich grüne Farbe und ist dem Glimmer der Psammitgneise der Cavadischlucht recht ähnlich. Der Quarzporphyr westlich Pali befindet sich in den südlichsten Teilen des nachgranitischen Permokarbons; im Profil am Piz Muraun-Nordgrat folgt unmittelbar südlich die schwarze, als Karbon interpretierbare Schieferserie.

U. d. M. ist trotz der oft intensiven alpinen Überarbeitung die Eruptivstruktur noch deutlich zu erkennen. Die idiomorphen, bis 4 mm grossen Einsprenglinge sind Quarz (z. T. mit Resorptionsbuchten), Mikroklin und saurer Plagioklas (meist Albit). Quarz zeigt undulöse Auslöschung, seltener Böhmische Streifung, und Katakklase. Die manchmal perthitischen entmischten Mikrokline enthalten hie und da idiomorphe Plagioklas- und schriftgranitartige Quarzeinschlüsse. Risse im Na-Kaliumfeldspat sind durch Quarz ausgeheilt. Die Grundmasse ist bei den meisten Typen zum grössten Teil unter Serizitneubildung (z. T. grünlich) rekristallisiert. NGT sind: Zirkon (reichlich), Apatit, Karbonat, Erz, Orthit, Epidot.

Aus dem mächtigen Quarzporphyrlager der UGM stammt eine Analyse von L. HEZNER (siehe (60) III, 73), zu der folgende Molekularwerte gehören:

si	al	fm	c	alk	k	mg
436	47,5	16,5	2	34	0,55	0,45

Magma engadinitgranitisch, Tendenz zu normalalkaligranitisch (sehr niedriges c!).

II. Keratophyre

Unter dieser Bezeichnung werden folgende Gesteinstypen behandelt:

1. Porphyrische Gesteine mit Feldspat (in allen Fällen Albit) als einzigem Einsprengling. Manche Typen führen in der Grundmasse Quarz und werden dann als Quarzkeratophyre bezeichnet.

2. Dichte feinkörnige Gesteine mit Albit als weitaus vorherr-

schendem Gemengteil (über 70 %). Als weiteres wichtiges Mineral tritt Eisenerz auf.

Es handelt sich demnach durchwegs um Albitkeratophyre. Ihre grösste Verbreitung haben sie in der DM. Im östlichen Teil der UGM des Untersuchungsgebietes wurden keine Keratophyre angetroffen. Dass solche indessen in der mächtigen Permokarbonserie im Süden der UGM vorkommen, zeigt der Fund eines stark verschieferten Keratophyrs am Waldrand südöstlich Curaglia, wenig südlich des mächtigen und gut aufgeschlossenen Quarzporphyrs. Im Westabschnitt der UGM des Untersuchungsgebietes fand ich südlich Selva, im Gebiet der S. 189 beschriebenen tektonischen Komplikation, einen Keratophyr vom Typus 2.

a) KERATOPHYRE DER DISENTISER MULDE

Innerhalb des bearbeiteten Gebietes kann nicht festgestellt werden, ob diese Gesteine (und die mit ihnen wechsellagernden basischen Eruptivgesteine) tatsächlich innerhalb einer Serie von nachgranitischem Permokarbon liegen. Die kärglichen Aufschlüsse bei der Brücke über den Rhein in der Gegend von Brulf und westlich davon am Rheinufer schliessen nirgends die Nebengesteine auf. Es ist jedoch aus den auf S. 252 gegebenen Gründen zweckmässig, dass diese Eruptivgesteine hier zur Beschreibung gelangen. Auffällig ist die Wechsellagerung mit grünen, basischen Eruptivgesteinen, die im Aufschluss ca. 400 m westlich der Brücke von Brulf gut beobachtet werden. In der Karte von F. WEBER (VII) sind die sauren Gesteine mit der Signatur: „Quarzporphyre“ dargestellt. Für die mikroskopische Untersuchung standen mir neben eigenen Schliffen solche von F. WEBER aus dieser Zone zur Verfügung.

U. d. M. können zwei Typen unterschieden werden, die beide als Untertypen vom eingangs erwähnten Typus 1 aufzufassen sind. Eine erste Ausbildung (Typus α) besitzt eine erzarmer, z. T. quarzführende Grundmasse, in der die hellen Gemengteile \pm isometrisch ausgebildet sind. Ein zweiter Typus (β) führt eine Grundmasse, die im wesentlichen aus Erz und Albit (oft leistenförmig) besteht.

Typus α . Makroskopisch liegt ein graues, manchmal grau-blaues, in wechselndem Masse schiefriges Gestein (Serizit auf den Schieferungsflächen) mit bis 3 mm grossen Feldspateinsprenglingen vor.

U. d. M. wurden die Feldspäte als ziemlich frische, nur schwach serizitierte Albite (0–8 % An-Gehalt) bestimmt. Na-Kaliumfeldspäte und Quarz fehlen als Einsprenglinge. Die Grundmasse scheint zu einem grossen Teil granoblastisch rekristallisiert zu sein. Im Druckschatten der grossen Porphy-

albite findet man sie oft gröber umkristallisiert. Albit, Quarz, feinschuppiger grüner Biotit, Chlorit und Strahlstein sind HGT der Grundmasse, als NGT treten Calcit, Apatit, Zirkon, Erz, ? Orthit und zahlreiche kleine idiomorphe Siderite (z. T. limonitisiert) auf. Für die letzteren kann magmatogene Bildung nicht ausgeschlossen werden: an einer Stelle greift ein Siderit-individuum idiomorph in ein grösseres Albitkorn hinein. Alle drei Dünnschliffe dieses Typus, der die Aufschlüsse von Brulf und westlich davon aufbaut, enthalten in der Grundmasse Quarz und müssen als Quarzkeratophyre bezeichnet werden.

Von Keratophyren der DM stammen zwei Analysen, die eine ist bei WEHRLI (100) angeführt, die andere wurde von F. WEBER (im Auftrag der geologischen Kommission der SNG) veranlasst. Die letztere (III, 70) stammt von den genannten Aufschlüssen des engeren Untersuchungsgebietes.

Nummer in (60)	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	co ₂	qz
III, 70	306	34	18,5	9,5	38	0,07	0,21	3,2	7	+ 66
II, 118	290	34,5	11	11	43,5	0,22	0,16	—	—	+ 43

III, 70 „Porphyrit“, Brücke südlich unter dem Hotel „Disentiserhof“, Disentis.

II, 118 „Dioritporphyrit“, Somvix.

III, 70 hat in Übereinstimmung mit dem festgestellten Quarzgehalt eine positive qz-Zahl. Nach P. NIGGLI (64) ist ein Vergleich mit normalalkaligranitischen Magma möglich, ferner sind Tendenzen zu leukoevisitischem und nordmarkitischem Magmentyp vorhanden. Auffällig ist, dass $alk > al$ ist, obgleich keine femischen Alkalisilikate auftreten. Die k-Zahl ist sehr niedrig, in Übereinstimmung mit dem ausschliesslichen Auftreten von Albit als Feldspat. II, 118 hat eine noch grössere Tendenz zur Natronreihe ($alk \gg al$!) und steht dem leukoevisitischen Magmentyp nahe, fm ist indessen etwas zu klein. Schon WEHRLI (100) hat auf Analogien mit Keratophyren hingewiesen, schliesslich aber den Namen Dioritporphyrit vorgezogen.

Typus β wurde nur in einem Schliff von F. WEBER („Porphyrit“ südöstlich unter Compadials am nördlichen Rheinufer) festgestellt und stammt von einem Fundort ausserhalb des Untersuchungsgebietes. Das Gestein sei hier jedoch kurz erwähnt, weil Analogien mit dem unter b) zu besprechenden Hämatit-Keratophyr und mit Eruptivgesteinen aus dem Verrucano der helvetischen Decken (siehe Abschnitt V) vorhanden sind.

Einsprenglinge sind wiederum Albit. Bemerkenswert erscheint die Grundmasse, die ein sehr unruhiges Bild darbietet und im wesentlichen aus frischem Albit und reichlich Erz (? Magnetit) besteht. In erzeichen Partien der noch die primäre Eruptivstruktur zeigenden Grundmasse ist Albit leistenförmig ausgebildet. Als NGT treten grössere Zirkone, idiomorphes Karbonat und mässig Serizit als Neubildung auf.

Neben Analogien zum Keratophyr südlich Selva und zu Eruptivgesteinen im Verrucano der helvetischen Decken sind solche mit den

Magnetitsyenitporphyren des Kiruna-Eisenerzgebietes (28) und mit von BENSON (10) aus New South Wales beschriebenen Keratophyren zu konstatieren.

b) DER HÄMATIT-ALBITKERATOPHYR AM SÜDRAND DES TZM

Ein recht eigenartiges Gestein wurde in der Gegend der S. 189 beschriebenen tektonischen Komplikation (die mit dem plötzlichen Einsetzen der mächtigen Psammitgneissserie der Cavadischlucht zusammenhängt) gefunden. Im Hang zwischen Val Surplits und Val Scadialas³²⁾ fällt auf ca. 1810 bis 1830 m Höhe in dem sonst aufschlussarmen Gebiet eine schwach nach Osten ansteigende Reihe perlschnurartig angeordneter kleiner Felsköpfe auf. Unmittelbar östlich des Val Surplits liegt die Felskopfreihe auf 1810 m (beste Aufschlüsse Koord. 697,80/167,26). Die nähere Untersuchung ergab, dass es sich um ein Eruptivgesteinslager, um einen Hämatit-Albitkeratophyr, handelt, der von tuffartigen und phyllitischen Gesteinen begleitet ist. In stark verschiefertem Zustand ist das Lager noch im Bachbett des Val Scadialas zu beobachten. Dort folgen südlich nochmals verschieferte TZM-Gneise, die ihrerseits an die S. 189 erwähnte triasisch-liasische Serie stossen. Der Hämatit-Albitkeratophyr liegt also inmitten von Altkristallin des TZM. Im Val Scadialas sind nun aber noch weiter südlich mehrfache Repetitionen von Altkristallin-Permokarbon beobachtet worden, sodass durchaus die Möglichkeit besteht, dass auch der Hämatit-Albitkeratophyr eine permokarbonische Schuppe repräsentiert. Dafür sprechen die sedimentären Begleitgesteine (tuffartige Typen und Phyllite), die nur schwach epimetamorph sind und kaum als Altkristallin aufgefasst werden dürfen. Mit Vorbehalt sei daher der Keratophyr und die ihn begleitenden Tuffe ins nachgranitische Permokarbon gestellt. Die Aufschlüsse liegen mitten in dichtem Erlengestrüpp, und der Zugang zu ihnen ist nicht sehr angenehm. Grössere Sturzblöcke finden sich wenig südlich des Weges, der von Selva zur Alp Mott führt.

Das Hauptgestein der genannten Felsköpfe hat folgende Eigenschaften: dicht, graublau bis dunkelblau, im verwitterten Zustande mit zahlreichen eckigen Löchern, die in frischem Gestein von Karbonat erfüllt sind. Seltener sind rundliche, kräftig rote, knollenartige „Mandeln“, die bis 2 cm gross sein können. In verschieferten Typen tritt manchmal im Hauptbruch in geringen Mengen seiden-glänzender Serizit auf.

³²⁾ Auf Siegfriedkarte nicht angegebene Namen, siehe petrographisch-mineralogische Kartenskizze 1:25 000 (Tafel III).

U.d.M. zeigen sich als einzige HGT, die stellenweise bis 99% des Gesteins aufbauen, Albit und ein feinkörniges, fein verteiltes Erz. Die Struktur ist wegen der leistenförmigen, idiomorphen Ausbildung der Albite als trachytisch zu bezeichnen, stellenweise wird eine Fliesstextur beobachtet. Stellenweise kann auch von einer mikroporphyrischen Struktur gesprochen werden, indem einzelne Albite etwas grösser entwickelt sind. Wie aus dem Dünnschliffbild Fig. 5, Taf. II hervorgeht, kann an der Eruptivgesteinsnatur kaum gezweifelt werden. Auffällig ist hingegen die äusserst unruhige Ausbildung selbst im Bereiche eines Dünnschliffes. In eckigen, brekzienartig umgrenzten Bereichen wechselt die Korngrösse des Albits und vor allem der Erzgehalt. Es handelt sich indessen nicht um einen Tuff, da auch die „Zwischenmassen“ zwischen diesen Bereichen eruptive Struktur besitzen. Der Plagioklas ist nach Drehtischbestimmungen, die trotz der Kleinheit der Kristalle gute Ergebnisse lieferten, ein Albit mit 0% bis maximal 5% An-Gehalt. Die häufig nach dem Albitgesetz verzwilligten Albite sind im allgemeinen völlig frisch, hie und da sind Anfänge einer Serizitisierung zu beobachten (über eine „Chloritisierung“ siehe später). Grössere Albitleisten erreichen ein maximales d von 0,75 mm, ihre mittlere Grösse (in Längsrichtung der Leisten) ist 0,05 bis 0,25 mm. Das meist schuppig entwickelte Erz hat ein d von 0,001–0,005 mm. Vereinzelte Körner können eine Grösse von 0,25 mm erreichen. Ferner kommen grössere Agglomerate von kleinen Schuppen vor. Die Untersuchungen über die Natur des Erzes folgen am Schluss der mikroskopischen Beschreibung, vorgängig sei noch auf die übrigen Gemengteile eingegangen. Die makroskopisch auffälligen eckigen „Mandeln“ sind vorwiegend von Calcit erfüllt. Nicht selten sind sie jedoch auch von komplexer Zusammensetzung, indem neben Karbonat Quarz und Albit auftreten. Die eckige Gestalt dieser Gebilde lässt hie und da an Pseudomorphosen nach ehemaligen dunklen Gemengteilen denken, die Unregelmässigkeit der Formen und die stark wechselnde Grösse sprechen jedoch für die ursprüngliche Hohlraumnatur. Die makroskopisch kräftig roten Knollen bestehen aus Karbonat, das von feinstem, rot reflektierendem Hämatit erfüllt ist.

In den meisten Dünnschliffen treten Linsen, Adern und Züge von Quarz, Chlorit (Pennin-Klinochlor: graubraune I.F., n'_a in Längsrichtung), \pm Karbonat und nicht leistenförmigem Albit auf. Ferner ist manchmal eine beginnende Pseudomorphisierung von Albit durch Chlorit festzustellen. Noch typisch leistenförmige Gebilde sind von Chlorit erfüllt, wobei in grösseren Relikten die ehemalige Albitsubstanz zum Teil erhalten ist. Die Bildung der Quarz-Chloritadern und die Chloritisierung der Albite gehören deutlich in eine letzte Phase der Genese dieser Gesteine. Man kann sich fragen, ob es sich um Prozesse im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose oder mit den letzten Phasen der magmatogenen Bildung handelt. Da noch absolut massige Typen vorkommen, die diese Phänomene ebenfalls zeigen, ist die erstere Ansicht unwahrscheinlich.

Ein weiteres Problem stellt sich in der Frage nach der primären oder sekundären Herkunft der beiden HGT, Albit und Erz. Die Dünnschliffbefunde deuten unbedingt darauf hin, dass sowohl Albit wie Erz in primär-magmatischer Ausbildung vor uns liegen. Für einen früher basischeren Charakter der Plagioklase sind keine Anzeichen vorhanden, sodass an eine nachträgliche Albitisierung kaum zu denken ist. Die prachtvoll erhaltene Eruptivgesteinsstruktur

schliesst alpin-metamorphe Umkristallisation aus. Zudem wurde im Val Scaldas eine dislokationsmetamorphe Ausbildung des Keratophyrs gefunden. U. d. M. besitzt diese nicht einmal Spuren einer trachytischen Struktur mehr; das gut schiefrige Gestein ist völlig umkristallisiert, wobei das Erz zu etwas grösseren, gut geregelten Kristallen rekristallisierte und Albit ein granoblastisches Gewebe von kleinen \pm isometrischen Körnern bildet.

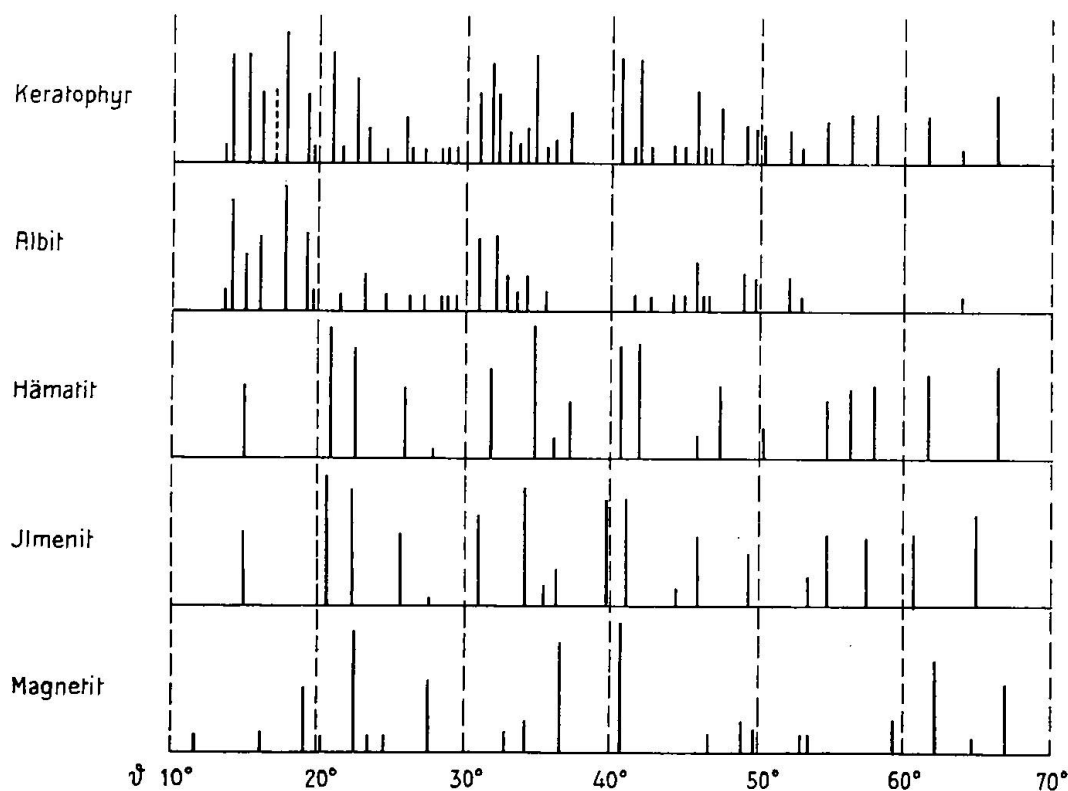


Fig. 18. 2θ -Werte und geschätzte Intensitäten (Höhe der Linien).
Fe-K-Strahlung.

Zur Natur des Erzminerals im Keratophyr: Wie erwähnt, ist das Erz feinschuppig ausgebildet. Die Farbe des Gesteins ist dunkelblau bis blaugrau, der Strich schwärzlich. Eine Prüfung auf Magnetismus verlief negativ. Magnetit als Komponente ist daher ausgeschlossen, Hämatit oder Ilmenit kommen zunächst in Frage. Für Hämatit merkwürdig ist die Färbung des Gesteins, da anderswo Hämatit in so feiner Verteilung die Gesteine rot färbt. Ein Anschliff brachte, da die Körner zu klein sind, keine sichere Entscheidung. Immerhin wurden keine roten Innenreflexe beobachtet. Hierauf wurde die röntgenographische Gemischanalyse versucht. Zu dem Zwecke hergestellte Pulverdiagramme (Fe-K-Strahlung, Kameraradius 57,7 mm) des Keratophyrs, eines Kluftalbits aus der Gegend von Mutschnengia, eines Hämatits von Cavradi und von Magnetit und Ilmenit aus der Sammlung des Min.-

Petr. Instituts der E. T. H. Zürich sind in Fig. 18 miteinander verglichen. Darnach ist der Keratophyr ein Gemisch von Albit und Hämatit. Die typischen Linien von Magnetit (z. B. die starken Linien bei $\vartheta = 27,5^\circ$ und $36,8^\circ$) fehlen, und mit Ilmenit ist die Übereinstimmung ungenügend.

Die gekörnt erscheinende Linie bei $\vartheta = 16,9^\circ$ im Keratophyrdiagramm rührt von geringen Mengen Quarz her. Merkwürdig blieb jedoch für den röntgenographisch bestimmten Hämatit die Färbung des Gesteins, der Strich und das Fehlen von roten Innenreflexen im Anschliff. Der Grund für diese abweichende Ausbildung des Hämatits muss, wie aus der S. 263 mitzuteilenden chemischen Analyse dieses Keratophyrs hervorgeht, wohl in einem recht bedeutenden Titangehalt gesucht werden. Da kein Titanmineral im Dünnschliff festgestellt wurde, stecken vermutlich die 1,20 % Ti des Gesteins gesamthaft im Hämatit. Dieser hätte dann eine molekulare Zusammensetzung von 17,3 Mol.-% FeTiO_3 und 82,7 Mol.-% Fe_2O_3 . In neuerer Zeit haben sich RAMDOHR (75), BARTH (6) und POSNJAK (73) mit dem System $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeTiO}_3$ beschäftigt. Nach diesen Autoren ist bei hoher Temperatur (nach RAMDOHR [(75), S. 354] über 700°) vollständige Mischbarkeit möglich, bei sinkenden Temperaturen entsteht eine Mischungslücke, RAMDOHR (75) konnte mittels Erzanschliffen an zahlreichen Hämatiten und Ilmeniten prachtvolle Entmischungsstrukturen feststellen (Lamellen von Hämatit in Ilmenit usw.) RAMDOHR nimmt jedoch an, dass sowohl Ilmenit wie Hämatit auch bei gewöhnlichen Temperaturen kleinere Mengen Fe_2O_3 resp. FeTiO_3 in fester Lösung beibehalten können. Ferner beobachtete er in Ilmeniten von Ergussgesteinen keine Entmischungen, sodass in solchen offenbar auch grössere Mengen Fe_2O_3 instabil in fester Lösung vorhanden sein können. In unserem Fall, bei welchem es sich ja vermutlich um ein Ergussgestein handelt, darf angenommen werden, dass durch die rasche Abkühlung die Entmischung des Ti-reichen Hämatites verhindert wurde. — Hämatite mit schwarzem Strich sind schon längst bekannt (Eisenrosen des St. Gotthard, „Ilmenit“ von Snarum usw.). Von den meisten Autoren wird diese Erscheinung auf einen Ti-Gehalt zurückgeführt, immerhin fehlen vorläufig noch Beweise, dass in allen Fällen tatsächlich Titan die Ursache ist (siehe HOGENRAD (40)).

Dass sich die Beimengung von FeTiO_3 im Pulverdiagramm noch nicht in einer merklichen Verschiebung der Linien ausdrückt, findet wenigstens z. T. seine Erklärung darin, dass nach POSNJAK ((73), S. 273) in der Mischungsreihe Hämatit-Ilmenit r_0 und α der rhomboedrischen Einheitszelle sich anfänglich gegensinnig verändern. Dadurch werden für die einzelnen (hkl) die ϑ -Winkel bei kleineren TiO_2 -Gehalten zuerst nur unwesentlich geändert. Zudem ist der Verlauf der Kurve, die die Abhängigkeit von ϑ von der Zusammensetzung darstellt, nicht linear, es treten Maxima und Minima auf, die eine eindeutige Bestimmung des Ti-Gehalts mittels den Werten einzelner Glanzwinkel der Röntgenogramme sowieso verunmöglichen.

Die Zuhilfenahme der röntgenographischen Gemischanalyse hat gezeigt, dass diese auch in der Petrographie unter Umständen gute Dienste leisten kann (weitere Anwendungen siehe S. 164 und S. 193).

Es hat sich herausgestellt, dass Erze auch in relativ geringen Mengen neben Silikaten sehr gut nachweisbar sind. Im vorliegenden Fall ist nach Analyse H etwa 14 Gew.-% Hämatit vorhanden, welcher nach Fig. 18 noch ebenso starke Intensitäten bewirkt, wie der mit 75 Gew.-% vertretene Albit. Ferner ist von Vorteil, dass die Erze, mit den meist kleinen Einheitszellen der Kristallstruktur, noch starke Intensitäten auch bei hohen Glanzwinkeln liefern, während die Silikate, mit den meist grösseren Elementarparallelepipeden, nur für kleine ϑ intensive Interferenzen besitzen. Es bedeutet dies, dass auch in recht kompliziert zusammengesetzten Silikatgesteinen Erze röntgenographisch gut nachweisbar sind.

Prof. Dr. J. JAKOB führte eine Analyse des Hämatit-Albitkeratophyrs³³⁾ durch, wofür ihm auch an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

Tab. XXXIII.

<i>Analyse H</i>					
Felsitischer Hämatit-Albitkeratophyr zwischen Val Surplits und Val Scadialas, 1810 m, Koord. 697,80/167,26					
SiO ₂	60.56	Gew.-%	si	=	218
TiO ₂	1.20	"			
Al ₂ O ₃	14.82	"	al	=	31
Fe ₂ O ₃	11.67	"	fm	=	36
FeO	0.87	"	c	=	4
MnO	0.01	"	alk	=	29
MgO	0.37	"			
CaO	1.02	"	k	=	0.01
Na ₂ O	8.30	"	mg	=	0.05
K ₂ O	0.07	"	ti	=	3.2
+ H ₂ O	0.89	"	co ₂	=	0
- H ₂ O	0.02	"	p	=	0.4
P ₂ O ₅	0.27	"			
CO ₂	0.00	"			
Summe	100.07	Gew.-%	Analytiker: J. JAKOB.		

Eine volumetrische Bestimmung des quantitativen Mineralbestandes war infolge der Kleinheit des feinverteilten Erzes (Körner zum Teil wesentlich kleiner als Dünnschliffdicke) mit dem Integrationstisch nicht möglich. Aus der chemischen Analyse wurde folgende gewichtsprozentische³⁴⁾ Zusammensetzung errechnet:

14 % Ti-haltiger Hämatit	9 % Quarz
75 % Plagioklas (Ab _{95 1/2} An ₄ Or _{1 1/2})	2 % Chlorit, Apatit.

³³⁾ Zur Analyse wurden karbonatfreie Stücke verwendet (ohne „Mandeln“).

³⁴⁾ Da reichlich Erz neben Silikaten vorhanden ist, gibt in diesem Fall die Äquivalentnorm nach P. NIGGLI (63) mit Volumen- oder Gewichtsprozenten keine gute Übereinstimmung (siehe darüber Seite 243).

Die Übereinstimmung mit dem qualitativen Mineralbestand ist eine sehr gute. Der Plagioklas ist auch normativ fast reiner Albit, Erz scheint im Dünnschliff (wohl vorgetäuscht durch die feine Verteilung) in grösseren Mengen vorhanden zu sein, als aus der Analyse hervorgeht. Quarz (nach dem Dünnschliffbefund zusammen mit Chlorit in Äderchen) ist hier offenbar lokal etwas angereichert.

Der Chemismus des Hämatit-Albitkeratophyrs zeigt, was natürlich schon aus dem Mineralbestand ableitbar ist, Besonderheiten, die ihn direkt mit keinem der gewöhnlichen Magmentypen von P. NIGGLI (64) vergleichen lassen. Sowohl k wie mg sind aussergewöhnlich niedrig (0,01 resp. 0,05), ebenso ist die c-Zahl für si = 218 sehr klein. Na und Fe sind neben Si und Al die einzigen wesentlichen Elemente, die den Chemismus dieses Gesteins aufbauen. Von den Magmentypen P. NIGGLI's (64) steht noch der normalnatronsyenitische am nächsten, dann kann auch mit nordmarkitisch-pulaskitischen Magmen verglichen werden. Ferner sind Analogien (wenigstens in Bezug auf k, mg und c) mit dem albititischen Magma von TRÖGER (95) vorhanden. Albitite, d. h. Gesteine mit Albit als einzigem HGT, sind übrigens schon mehrfach beschrieben worden (z. B. von TURNER, gangartig in Californien (siehe TRÖGER (95)); von DUPARC aus dem Ural (siehe ROSENBUSCH (78), S. 297). Alle diese Gesteine unterscheiden sich jedoch durch das Fehlen eines bedeutenderen Erzgehaltes und das entsprechend kleine fm vom hier besprochenen Hämatit-Albitgestein. Recht grosse chemische Analogien sind mit einzelnen Typen aus dem Natronsyenitmassiv von Alter Pedroso in Portugal (BURRI (14b)) vorhanden. Auch hier treten relativ si-arme Gesteine mit niedrigem k, mg und c auf. Eine „osannitreiche Partie aus Syenit“ ergab z. B. folgende Molekularwerte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
248	36,5	22	2	39,5	0,07	0,07	0,9

Strukturell wie mineralogisch sind jedoch sehr grosse Unterschiede festzustellen. In Alter Pedroso handelt es sich um Tiefengesteine; als femischer Gemengteil tritt Osannit, eine Alkalihornblende, auf. Viel weitergehend, sowohl chemisch wie mineralogisch und strukturell, sind die Analogien mit Magnetitkeratophyren, die in verschiedenen Spilit-Keratophyrprovinzen (Spilit im Sinne der englischen und amerikanischen Autoren) auftreten. Erinert sei vor allem an die Vorkommen im Eisenerzgebiet von Kiruna-Gellivara in Schweden („Magnetit-Syenitporphyre“) und an diejenigen von New South Wales (BENSON (10)). So beschreibt BENSON

auch die „brekzienartige“ Struktur derartiger Keratophyre und führt sie auf Zähflüssigkeit zurück, wie sie von einer Na- und Fe-reichen Silikatschmelze, die leichtflüchtige Stoffe abgegeben hat, erwartet werden muss. Ähnliches mag für unseren Fall gelten und auch die eckige Gestalt der Mandeln, sowie die feinkörnige, felsitische Struktur verständlich machen. Die Extrusion der in „trockenem Zustand“ zähflüssigen Schmelze muss nach BENSON durch das ursprüngliche Vorhandensein von leichtflüchtigen Bestandteilen ermöglicht worden sein. Auch in unserem Fall ist die Beteiligung derartiger Komponenten durch die beschriebene „Chloritphase“ (S. 260) nachgewiesen. Die Molekularwerte eines Magnetitkeratophyrs von New South Wales (Hyde's Creek, BENSON (10)) lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
180	33,5	31	8	27,5	0,03	0,14	2,1

Der einzige wesentliche Unterschied liegt im Oxydationsgrad des Eisens. Im Tavetscher Vorkommen tritt Ti-haltiger Hämatit auf, während BENSON lediglich Magnetit erwähnt.

Das ausschliessliche Auftreten von Hämatit deutet übrigens darauf hin, dass es sich beim hier beschriebenen Hämatit-Albitkeratophyr um eine wirklich effusive Bildung handelt, denn nur eine solche macht eine völlige Oxydierung des Eisens schon im Schmelzzustande wahrscheinlich. Ferner sprechen die fraglichen Tuffe und die mandelsteinartige Textur für ein eigentliches Ergussgestein.

Die fraglichen Tuffe: Am Westende der „Felskopfreihe“, nahe dem Val Surplits, kommen Gesteine vor, die sich makroskopisch durch das Auftreten grösserer Feldspäte (z. T. rötlich, d bis 2½ mm) und durch eine hellere Farbe (meist hellgrau, nur in stark verschiefertem Zustand dunkler) vom Hauptgesteinstypus unterscheiden. Die genaueren Lagerungsbeziehungen konnten nicht festgestellt werden. Die zwei untersuchten Dünnschliffe lassen die Frage offen, ob es sich um Tuffe, oder um porphyrische Keratophyre oder um eine Mischserie handelt. Die Feldspäte sind durchwegs Albit, zum Teil erfüllt von Erzeinschlüssen. Die „Grundmasse“ ist unregelmässig, z. T. quarzreich, z. T. albitreich. Eine eigentliche Eruptivstruktur ist in ihr nicht zu beobachten. Manchmal glaubt man indessen, bruchstückartige Gebilde eines porphyrischen Keratophyrs erkennen zu können.

Die hellgrauen, phyllitischen Gesteine wurden nicht

näher untersucht, sie sind solchen aus der Psammitgneissserie der Cavadischlucht sehr ähnlich.

III. Basische Eruptivgesteine

Basische Eruptivgesteine der UGM. Südlich des Quarzporphyrs von Pali zieht ein grüner, chloritreicher Gesteinszug durch, der auch bei der „Römerbrücke“ über den Medelserrhein des Weges Curaglia-Mutschnengia ansteht. Von letzterem Fundort stammt eine mikroskopische Beschreibung von FRIEDLAENDER ((25), S. 41). Dieser Autor hält das Gestein für einen metamorphen Augitporphyrit, der noch Pyroxen reliktsch erkennen lässt. In eigenen Dünnschliffen des gleichen Gesteinszuges wurden nirgends Augitrelikte, jedoch in einem Dünnschliff die Andeutung einer reliktschen Ophitstruktur beobachtet. In allen übrigen Fällen ist das ganze Gestein gänzlich granoblastisch bis poikiloblastisch umkristallisiert (HGT Chlorit, Albit, \pm Epidot, Zoisit, Karbonat, Strahlstein, Serizit). Auffällig ist in den meisten Dünnschliffen ein mengenmässig nur geringer Gehalt an Ca-führenden Mineralien. So kommen Gesteinspartien vor, die im wesentlichen nur aus Albit und Chlorit in poikiloblastischer Durchwachsung bestehen. Die Variabilität im Mineralbestand ist selbst auf engstem Raum gross. Es kann aus diesem Grunde sogar ursprüngliche Tuffnatur nicht überall ausgeschlossen werden.

Basische Eruptivgesteine der DM³⁵). Im Gegensatz zum basischen Gesteinszug der UGM sind hier Eruptivrelikte noch häufig, sodass eine magmatische Entstehung dieser Gesteine nicht bezweifelt werden kann. Allen Typen gemeinsam ist auch hier das Fehlen grösserer Mengen von Ca-Mineralien. Albit und Chlorit (stellenweise auch Biotit) sind die weit vorwiegenden Mineralien. Makroskopisch handelt es sich um feinkörnige, grüne, in wechselndem Masse schiefrige Gesteine, die mit den Keratophyren wechselagern.

Ein Dünnschliff aus dem Vorkommen ca. 400 m westlich der Brücke von Brulf zeigt folgendes Bild: HGT sind Albit, grünbrauner feinschuppiger Biotit und Chlorit (Pennin bis Klinochlor). Die Albite sind frisch (nur ganz geringe Serizitisierung), deutlich idiomorph-leistenförmig, wodurch das Bild einer ophitischen Struktur entsteht (Länge der Leisten: 0,17 bis 0,27 mm, Breite: 0,035 bis 0,05 mm). Aggregate von feinen Schüppchen (Länge maximal 0,035 mm) von Biotit und Chlorit bilden die „Zwischensubstanz“. Chlorit und Biotit sind oft miteinander parallel verwachsen; beide sind gut geregelt,

³⁵) Allgemeine Bemerkungen über die Eruptivgesteine der DM siehe S. 252 und S. 257.

was dem Gestein die schiefrige Textur verleiht. NGT sind Erz (reichlich), Calcit, Serizit, einzelne bis 0,35 mm grosse Quarze. Das Gestein zeigt grosse Ähnlichkeit mit den von HÜGI (42) beschriebenen „Melaphyren“ des sog. Taminserkristallins.

In stärker verschieferten Ausbildungen ist keine ophitische Reliktstruktur mehr zu beobachten, Chlorit und Albit bilden ein poikiloblastisches Gewebe. Wichtiger NGT ist Erz, das oft in feiner Verteilung reichlich auftritt.

Von den Vorkommen südöstlich Disentis stammt die Analyse eines „Diabasschiefers“ in (60), No. III, 71, deren Ausführung F. WEBER veranlasst hat. Die Molekularwerte lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
181	36	32,5	4,5	27	0,25	0,13	5,2

Für ein si-armes Eruptivgestein ist der Tonerdeüberschuss von immerhin 4,5 Einheiten merkwürdig; er steht indessen mit dem mineralogischen Befund (Pennin-Klinochlor und Biotit!) in Übereinstimmung. Ebenso ist das niedrige c mit dem Fehlen grösserer Mengen von Ca-Mineralien im Einklang. Vom Tonerdeüberschuss abgesehen, kann der Chemismus mit dem der melanatronsyenitischen Magmen verglichen werden. HÜGI (42) deutete im Taminserkristallin den von gewöhnlichen Diabasen abweichenden mugearitischen Chemismus der dort auftretenden ähnlichen Gesteine restlos als sekundär. Stoffwanderung während der alpinen Metamorphose habe aus einem normal-gabbroiden Chemismus durch Ca-Wegfuhr die mugearitische, c-ärmere Zusammensetzung geschaffen.

Es werden jedoch dafür keine Beweise vorgebracht; ferner ist auffällig, dass die noch leistenförmigen Albite (sowohl der Melaphyre von Tamins wie der hier beschriebenen Gesteine) sehr frisch und unzersetzt aussehen und dass nirgends Relikte eines basischeren Plagioklases gefunden wurden. Weiter ist von Bedeutung, dass in geringer Entfernung vom Disentiser Vorkommen im Altkristallin des AM Grüngesteine (vermutlich verschieferte feinkörnige Diorite) vorkommen, die ebenfalls alpin-metamorph sind, jedoch keinerlei Ca-Wegfuhr zeigen, dagegen reichlich Epidot führen. Es ist daher sehr wohl möglich, dass der heutige Chemismus nicht durch die alpine Metamorphose bedingt, sondern im wesentlichen noch magmatogenen Ursprungs ist. (Dabei soll nicht ausgeschlossen werden, dass nach der Verfestigung des Gesteins autopneumatolytische oder autohydrothermale Veränderungen stattgefunden haben.)

Bei primär Ca-armem Chemismus könnte der leistenförmige

Albit vor der alpinen Dislokationsmetamorphose als magmatisches Mineral vorgelegen haben, vielleicht sogar der Chlorit. Das würde die basischen Eruptivgesteine der DM und auch die Melaphyre von Tamins mit den Spiliten des englischen Sprachgebrauches (siehe Abschnitt V) in nähere Beziehung bringen. Gestützt wird dieser Vergleich durch das oben erwähnte Vorkommen von Keratophyren in enger Vergesellschaftung mit den basischen Eruptivgesteinen der DM; Keratophyre und Spilite sind ja sehr häufig miteinander assoziiert.

IV. Die provinziellen Verhältnisse der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon der Zentralmassive und der helvetischen Decken

Abschnitt I—III haben gezeigt, dass im nachgranitischen Permokarbon der DM und der UGM neben Quarzporphyren Gesteine vorkommen, die grosse Analogien mit Gesteinen der Keratophyr-Spilitserie besitzen. Es war nun von Interesse, festzustellen, ob diese Keratophyr-Spilittendenz ein regionaler Sonderfall innerhalb der letzten herzynischen magmatischen Tätigkeit ist oder ob sie auch anderswo im Bereich der Zentralmassive in ähnlicher Weise auftritt. Auf die von HÜGI (42) konstatierte grosse Ähnlichkeit der Eruptivgesteine der DM mit dem sogenannten „Taminser Kristallin“ ist bereits hingewiesen worden. Die Analogien gehen sogar so weit, dass die neben den „Melaphyren“ vorkommenden, von HÜGI (42) „Porphyrite“ genannten Gesteine sehr wohl auch als Keratophyre bezeichnet werden dürfen (einziger Einsprengling ist Albit).

Nach der in vorliegender Arbeit vertretenen Ansicht muss das sogenannte nachgranitische Permokarbon des Untersuchungsgebietes altersmässig ³⁶⁾ mit dem Verrucano der helvetischen Decken parallelisiert werden. Der Verrucano der helvetischen Decken führt, wie schon B. STUDER 1827 bekannt war, zahlreiche Lager von basischen und sauren Eruptivgesteinen. Petrographische Untersuchungen liegen vor von C. SCHMIDT (80), L. MILCH (54) und R. BEDER (8). Es wurden indessen in allen drei Arbeiten nur die basischen Typen eingehender untersucht. Nach OBERHOLZER ((70), S. 200) gehören alle Eruptivgesteinslager dem Verrucano der Mürtschendecke an und liegen in den stratigraphisch mittleren und unteren Schichten desselben. Ein erster Vergleich unserer Gesteine mit den Beschreibungen von BEDER (8) liess keine grösseren Analogien erwarten. BEDER bestimmte die Feldspäte der basischen Eruptiva in den meisten

³⁶⁾ Mit Ausnahme der ältesten Serien, die ins obere Karbon zu stellen wären.

Fällen zu Andesin und bezeichnete die Gesteine als „Weiselbergite, Augit- und Andesinporphyrite“. Auffällig war nur der meist undeutlich porphyrische, dichte Habitus, sodass ROSENBUSCH (78) die Gesteine als „Spilite“ im Sinne des deutschen Sprachgebrauchs bezeichnen durfte. Ferner erschien bemerkenswert, dass in neuester Zeit R. U. WINTERHALTER die Analyse eines „Quarzkeratophyrs“ aus dem Verrucano des Kantons Glarus veröffentlichen konnte ((74), VIII, 81). Bei der Berechnung der Basis (siehe S. 271) der fünf bei BEDER (8) angeführten chemischen Analysen zeigte sich nun bei zweien ((60) VIII, 71, VIII, 72) eine starke Diskrepanz zwischen dem von BEDER angegebenen modalen Mineralbestand und der berechneten Norm. Die π -Werte der beiden genannten Analysen ergaben sich zu 0,11 resp. 0,13 bei sehr kleinem k , was mit der von BEDER bestimmten Basizität (Andesin) der Plagioklase unvereinbar scheint.

Das gab Veranlassung, die von BEDER im mineralogisch-petrographischen Institut der E. T. H. deponierten, zu den 5 Analysen gehörigen Schliffe einer kurzen Kontrolluntersuchung zu unterziehen. Sorgfältige Drehtischuntersuchungen der Plagioklase der zu den Analysen (60), VIII, 71 und 72 gehörigen Schliffe ergaben nun lediglich 0–8 % An. In VIII, 72 sind vereinzelte Plagioklase undeutlich fleckig zonar mit Partien, die bis 14 % An besitzen können. Zur Hauptsache liegt indessen sicher Albit vor. Die An-Gehalt-Bestimmung der ja recht kleinen Feldspäte konnte eindeutig erfolgen, weil Baveno-Albit- und Manebach-Albit-Kombinationszwillinge vermessbar waren. Anhand eines Albitzwillinges allein ist bei Fehlen von Spaltrissen die Bestimmung für die saureren Glieder zweideutig, was vermutlich auch BEDER, der vor allem mit Auslöschungsschiefen arbeitete, getäuscht hat. Das Gestein der Analyse VIII, 71, das von BEDER zu den Andesinporphyriten gerechnet wurde, muss daher als *Keratophyr* bezeichnet werden (s. = 212!). Es zeigt grosse Ähnlichkeiten mit den porphyrischen Keratophyren der DM. Das Gestein der Analyse VIII, 72 (von BEDER als Olivinweiselbergit bezeichnet) gehört zu den *Spiliten* des englischen Sprachgebrauchs. Recht gross sind indessen, abgesehen von der stärkeren Basizität, auch die Analogien mit dem Hämatit-Albitkeratophyr der UGM und mit Typus β) der Keratophyre der DM, da nach BEDER neben Plagioklas vor allem Erz HGT ist. Das Erz soll nach diesem Autor Magnetit sein, eine Nachprüfung (Magnetismus) ergab indessen, dass Hämatit vorliegt, der, nach der mehr dunkel grauioletten, nicht roten Färbung der Gesteine zu schliessen, titanhaltig ist. Diese „Olivinweiselbergite“, die also spilitischen Charakter haben, stellen den häufigsten Typus der basischen Eruptiva des Glarnerverrucanos dar. Er ist durch dunkelviolettgroße Farbe, dichten Habitus und Mandelsteintextur ausgezeichnet. Analysen VIII, 70, 73, 74 stammen von den *grünen* Typen. Eine kursorische Untersuchung dieser Schliffe ergab, dass auch hier in den meisten Fällen der Plagioklas als Albit vorliegt. Der in diesen Gesteinen nicht unbeträchtliche Ca-Gehalt scheint zum grössten Teil im Epidot zu stecken, der in grösseren Mengen, jedoch immer als Zwischenmasse zwischen den idiomorphen Plagioklasen und nicht als Füllung von diesen auftritt. Es kann sich daher auch bei diesen Gesteinen um Spilite handeln.

Diese kurzen Bemerkungen lassen es wohl als wünschenswert erscheinen, die Eruptivgesteine des Verrucano der helvetischen Decken einer Neuuntersuchung zu unterziehen und dabei nicht nur die basischen, sondern auch die saureren Typen zu berücksichtigen.

Heute schon kann festgestellt werden, dass im Verrucano der helvetischen Decken neben Quarzporphyren eine Keratophyr-Spilitserie auftritt. Dass der genannte Mineralbestand mit Albit als Plagioklas nicht eine Folge der alpinen Dislokationsmetamorphose ist, wird durch die absolut massige Textur vieler Typen und die prachtvoll ausgebildete Eruptivstruktur sehr wahrscheinlich gemacht. Fraglich bleibt indessen, ob die Gesteine so, wie sie heute vorliegen, direkt aus dem Schmelzfluss erstarrt sind oder ob der heutige Mineralbestand z. T. durch autopneumatolytische oder autohydrothermale Vorgänge nach der Verfestigung bedingt ist. Beachtenswert erscheint dabei, dass BEDER (der allerdings annahm, dass es sich um Andesin handle) durch keine Beobachtung dazu geführt wurde, die Plagioklase, so wie sie heute vorliegen, etwa als nicht primärmagmatisch anzusehen.

Die voranstehenden Vergleiche haben gezeigt, dass in den allerletzten herzynischen magmatischen Phasen (wohl von permischem Alter) im Bereich der Zentralmassive die Keratophyr-Spilittendenz eine offenbar weit verbreitete Erscheinung ist. Diese so ausgezeichnete spätherzynische (?permische) magmatische Provinz soll in vorläufiger Weise nun auch noch in Bezug auf die chemische Zusammensetzung ihrer Gesteine kurz gekennzeichnet werden. Für die provinzielle Betrachtungsweise von Eruptivgesteinsserien haben sich in neueren Arbeiten die QLM-Dreiecke von P. NIGGLI (63) in Verbindung mit den γ -mg- und π -k-Diagrammen (66) als sehr leistungsfähig erwiesen. Sie sollen auch in diesem Falle angewendet werden.

Tab. XXXIV und Fig. 19 bis 21 stellen die Berechnungswerte der bisher bekannten Analysen von Eruptivgesteinen im nachgranitischen Permokarbon der Zentralmassive und der helvetischen Decken der Schweiz dar. Ausser den schon erwähnten Vorkommen der UGM, der DM, der helvetischen Decken und des „Taminserkristallins“ wurden auch die Porphyrvorkommen der Windgällen und ein von HÜGGI (42) beschriebener „Melaphyr“ im Perm des Bifertengletscher-Fensters berücksichtigt. Die Porphyre der Windgällen liegen allerdings nicht innerhalb eines sedimentären Permokarbons, das hier (wohl stratigraphisch) überhaupt fehlt, können aber altersmässig sehr wohl den Eruptivgesteinen im Verrucano entsprechen. Übrigens sei bemerkt, dass auch in Tamin kein sedimentäres Permokarbon aufgeschlossen ist.

Zur Berechnung der Basis und zu den graphischen Darstellungen sind einige Bemerkungen nötig, die auch für Fig. 22—27 Gültigkeit haben. Die Basis wurde ohne Berücksichtigung von CO_2 berechnet. Es wurde also kein Cc gebildet, sondern alles Ca zur Cal- resp. Cs-Berechnung verwendet. Im QLM-Diagramm wurden Cp, Ru, Sp, Hz, Ns zu M geschlagen. In den π -k- und γ -mg-Diagrammen entsprechen mg und k den diesbezüglichen NIGGLI-Werten. Wenn daher Sp auftritt, entsprechen die Eckpunkte des γ -mg-Diagramms nicht nur Fo und Fa + Fs, da Magnesium auch in Sp enthalten ist. Fo und Fa, Fs sind daher im Diagramm in Klammern gesetzt und gelten nur, wenn kein Sp auftritt. Ähnlich entsprechen die Eckpunkte des π -k-Diagramms nicht nur Kp und Ne, wenn Ns auftritt.

Tab. XXXIV.

Molekular- und Basiswerte der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon der Zentralmassive und der helvetischen Decken

a) Disentiser Mulde:

II, 118 „Dioritporphyrit“ (= Keratophyr); III, 70 „Porphyrit“ (= Keratophyr); III, 71 „Diabasschiefer“ (= Spilit)

b) Urseren-Garvera-Mulde:

III, 73 Quarzporphyr; H Hämatit-Albitkeratophyr

c) Kristallin von Tamins:

VIII, 81 (in (74)) geschieferter Melaphyr;

d) Verrucano der Mürtschendecke:

VIII, 70 „Olivinführender Augitporphyrit“; VIII, 71 „Andesinporphyrit“ (= Keratophyr); VIII, 72 „Olivinweiselbergit“; VIII, 73 „Augitporphyrit“; VIII 74 „Olivinführender Augitporphyrit“; VIII, 80 (in (74)) Quarzkeratophyr

e) Windgällen:

II, 102 Porphyr; II, 103 Porphyr

f) Perm, Aarmassiv, Bifertengletscher:

II, 151 Diabas (HÜGI (42) = „Melaphyr“)

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	co ₂
a) II, 118	290	34,5	11	11	43,5	0,22	0,16		
III, 70	306	34	18,5	9,5	38	0,07	0,21	3,2	7
III, 71	181	36	32,5	4,5	27	0,25	0,13	5,2	
b) III, 73	436	47,5	16,5	2	34	0,55	0,45		
H (diese Arbeit S. 263)	218	31	36	4	29	0,01	0,05	3,2	0,0
c) VIII, 81 (in (74))	151	30	39	13,5	17,5	0,20	0,52	2,2	2
d) VIII, 70	118	29	34,5	20,5	16	0,18	0,66		
VIII, 71	212	42,5	19	7,5	31	0,08	0,28	3,1	
VIII, 72	150	37	34	7	22	0,23	0,46	2,5	
VIII, 73	153	25	43	16,5	15,5	0,26	0,59	2,3	
VIII, 74	159	31	43	9,5	16,5	0,10	0,45	4,4	
VIII, 80 (in (74))	276	37	21	7	35	0,08	0,14	2,8	
e) II, 102	273	41,5	15	10	33,5	0,54	0,09		3
II, 103	299	42	17,5	5	35,5	0,44	0,26	3,1	
f) II, 151	173	27	47,5	6	19,5	0,54	0,49	5,4	

		Q	L	M	Ns	Sp Hz	Ru+Cp	π	γ	$\alpha^{37)}$	w ³⁷⁾
a)	II, 118	42,9	44,4	7,2	5,5	—	—	0,0	0,50	+5,54	0,93
	III, 70	45,5	42,5	8,8	2,5	—	0,7	0,0	0,34	—	0,70
	III, 71	32,3	50,2	12,0	—	4,0	1,5	0,08	0,0	—	0,40
b)	III, 73	58,0	32,7	2,6	—	6,3	0,4	0,01	0,0	—	0,73
	H	37,1	47,4	14,1	—	—	1,4	0,04	0,01	+1,17	0,92
c)	VIII, 81	31,8	47,7	19,8	—	—	0,7	0,26	0,02	0	0,41
d)	VIII, 70	24,8	51,5	23,7	—	—	—	0,29	0,18	-1,21	0,72
	VIII, 71	36,7	53,4	5,8	—	3,3	0,8	0,11	0,0	—	0,28
	VIII, 72	30,1	48,7	12,3	—	8,2	0,7	0,13	0,0	—	0,70
	VIII, 73	33,0	41,2	25,1	—	—	0,7	0,24	0,13	+0,66	0,47
	VIII, 74	34,2	41,4	18,6	—	4,4	1,4	0,22	0,0	—	0,80
	VIII, 80	42,7	48,0	8,3	—	—	1,0	0,03	0,14	+3,87	0,95
e)	II, 102	44,5	50,3	5,2	—	—	—	0,12	0,06	+6,3	0,87
	II, 103	46,0	47,5	4,9	—	1,0	9,6	0,06	0,0	—	0,55
f)	II, 115	34,7	40,6	21,0	—	2,1	1,6	0,13	0,0	—	0,48

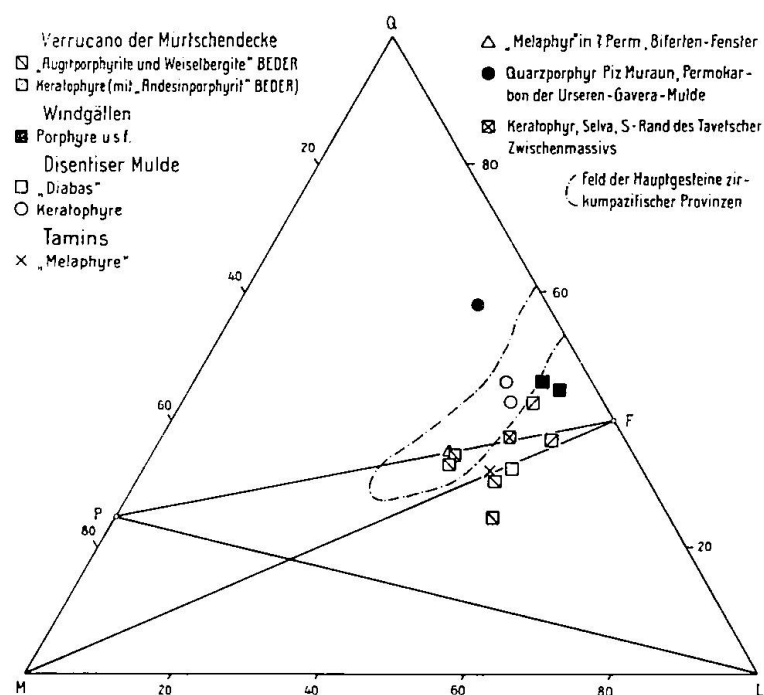


Fig. 19. QLM-Diagramm der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon der Zentralmasse und der helvetischen Decken.

In der nachfolgenden Betrachtung wird der Pauschalchemismus der Gesteine verwendet, gleichgültig, ob er sich unmittelbar durch die Erstarrung oder z. T. durch autometamorphe Prozesse eingestellt hat. Dass hingegen eine bedeutende Veränderung durch die alpine Metamorphose unwahrscheinlich ist, wurde S. 270 erwähnt. An und für sich sind für eine provinzielle Charakterisierung noch zu wenig

³⁷⁾ Bedeutung von w und α siehe P. NIGGLI (69). α wurde nur berechnet, wenn kein Ns und Sp vorhanden.

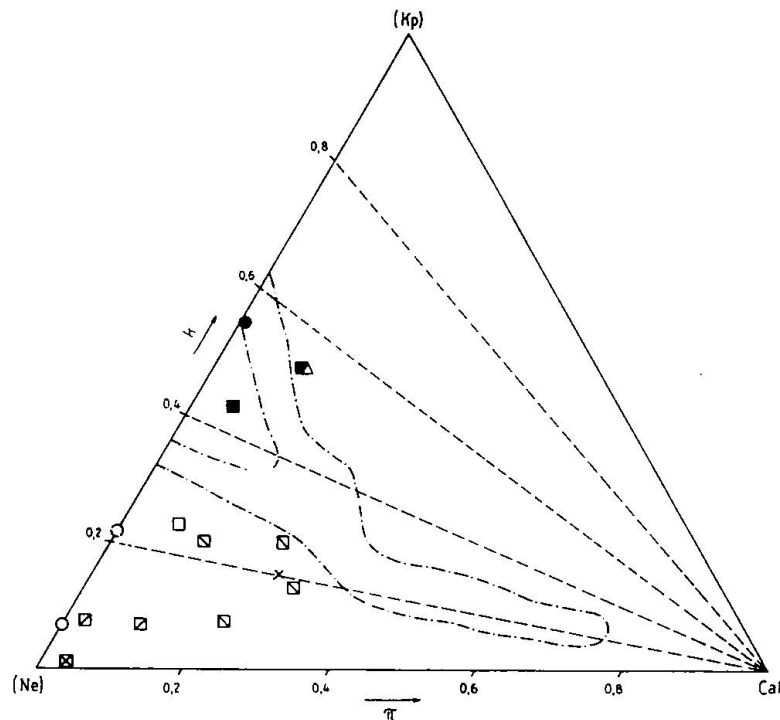


Fig. 20. π -k-Diagramm der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon der Zentralmassive und der helvetischen Decken. Zeichenerklärung s. Fig. 19.

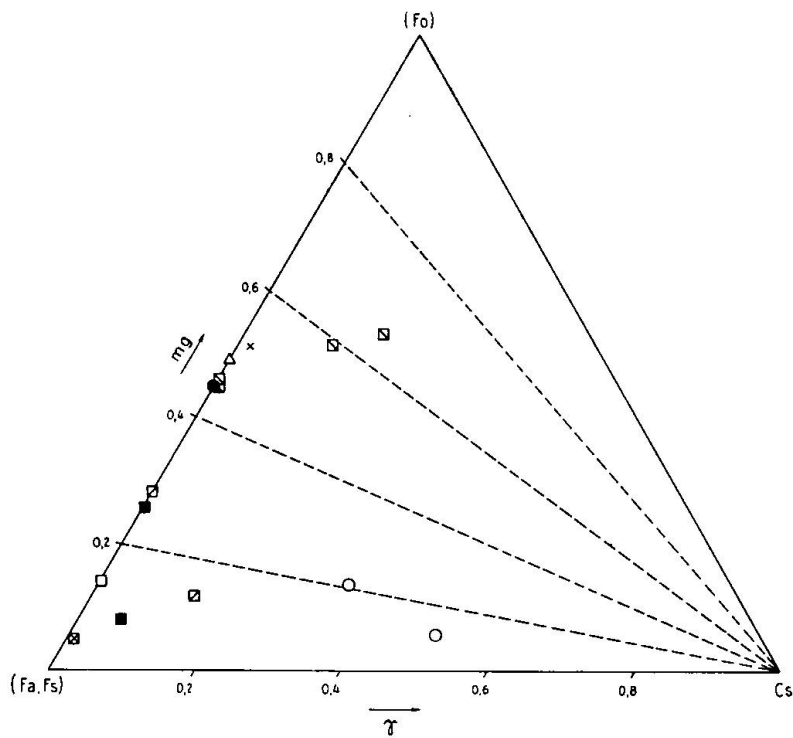


Fig. 21. γ -mg-Diagramm der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon der Zentralmassive und der helvetischen Decken. Zeichenerklärung s. Fig. 19.

Analysen vorhanden, sodass die nachstehenden Bemerkungen nur als vorläufige Hinweise betrachtet werden dürfen, die durch Neuausführung einer grösseren Anzahl von Analysen Modifikationen erfahren werden.

Im QLM-Diagramm (Fig. 19) fällt die Mehrzahl der Analysenpunkte ausserhalb des Feldes der Hauptgesteine der zirkumpazifischen Provinzen, daher auch ausserhalb des Feldes der Hauptgesteine der herzynischen Intrusionen der Zentralmassive, die ja im Grossen und Ganzen pazifischen Charakter besitzen. Das von den Eruptivgesteinen im nachgranitischen Permokarbon eingenommene Feld deckt sich weitgehend mit demjenigen der Hauptgesteine schwachatlantischer oder mediterraner Provinzen³⁸⁾. Von letzteren unterscheidet sie das π -k-Diagramm (Fig. 20) sehr deutlich. Mit Ausnahme von 4 Gesteinen sind alle durch ein ausgesprochen niedriges k ausgezeichnet, das in der Mehrzahl der Fälle unter 0,2 liegt. Die Analysenpunkte liegen auch weit unterhalb des Feldes der Hauptgesteine pazifischer Provinzen, z. T. auch unterhalb demjenigen der atlantischen Provinzen³⁹⁾. Weiterhin ist typisch, dass π auch für basische Gesteine relativ klein bleibt. Abweichende Verhältnisse im π -k-Diagramm zeigen vor allem die Porphyre der Windgällen, die durch ein recht hohes k ausgezeichnet sind; ihr Magma lässt sich mit demjenigen granosyenitischer Magmen vergleichen. Ebenfalls ein besonderes Verhalten zeigen der Quarzporphyr des Piz Muraun und der Melaphyr des Bifertenfensters; beide besitzen ein „normales“ k.

Im γ -mg-Diagramm (Fig. 21) ist die Streuung gross, immerhin ist das Auftreten von Gesteinen mit sehr niedrigem mg (Fe-reich!) und zugleich niedrigem γ auffällig. Ferner ist für Eruptivgesteine das häufige Auftreten eines Tonerdeüberschusses ungewohnt, der zur Folge hat, dass $\gamma = 0$ wird. Ein Vergleich der Molekularwerte mit den Magmentypen von P. NIGGLI (64) führte zur Feststellung, dass von den 15 Analysen der Tab. XXXIV 10 mit Magmen aus der Natronreihe (Na-gabbroide, natronsyenitische, alkaligranitische und evisitische Magmengruppen) drei mit Magmen aus der Kalireihe und nur zwei Analysen (VIII, 70; III, 73) mit Magmen der Kalkalkalireihe vergleichbar sind. Aus den drei Diagrammen geht hervor, dass in chemischem Sinne sehr wohl von einer besonderen „Provinz der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon“ gesprochen werden kann. Immerhin zeigen die Quarzporphyre und speziell die Por-

³⁸⁾ Feld der Hauptgesteine mediterraner Provinzen siehe Fig. 22.

³⁹⁾ Feld der Hauptgesteine atlantischer Provinzen siehe Fig. 23.

phyre der Windgällen ein besonderes Verhalten. Es ist indessen vielleicht nicht ohne Bedeutung, dass gerade die Windgällenvorkommen eigentlich nicht zu „Eruptivgesteinen im nachgranitischen Permokarbon“ gezählt werden können, da sie nicht innerhalb einer Serie von sedimentärem Permokarbon liegen.

Von den genannten Ausnahmen abgesehen, sind nun die aus den Diagrammen ersichtlichen Charakteristika sehr ähnlich denjenigen ausserschweizerischer Spilit-Keratophyrserien (siehe S. 281).

V. Die Spilit-Keratophyrserie als besonderer Provinzialtypus

Die Spilit-Keratophyrserie wurde zum erstenmal von DEWEY und FLETT (19) im Jahre 1911 als besonderer Provinzialtypus zusammenfasst, der ganz bestimmte mineralogische und chemische Charakteristika besitzen und den pazifischen, mediterranen und atlantischen Provinzen gegenüber eine Selbständigkeit wahren soll. Dieser klassischen Arbeit folgte eine schon heute ausserordentlich angewachsene Literatur (vor allem englischer, amerikanischer und skandinavischer Autoren), die sich mit der Physiographie und der Genesis der Spilite und der sie begleitenden Gesteine (Keratophyre usw.) befasst.

Der Begriff „Spilit“ hat hierbei mit der Zeit einige Veränderungen und Erweiterungen erfahren. Heute versteht man im englischen Sprachgebrauch unter Spilit im allgemeinen ein basisches, feinkörniges Gestein mit diabasähnlicher Struktur, dessen Feldspat Albit ist und das ferner oft durch das Auftreten von Chlorit, Epidot und Calcit (also wasser- und CO₂-reiche Mineralien) ausgezeichnet ist. Der Mineralbestand kann demnach demjenigen epimetamorpher basischer Gesteine weitgehend entsprechen. Die Spilite unterscheiden sich jedoch von letztern durch ihre ausgezeichnete Eruptivstruktur, die neben andern Hinweisen (Ausbildung der Nebengesteine) eine Allometamorphose ausschliesst. Grobkörnigere Gesteine werden als „spilitische Diabase“ bezeichnet.

Eine neuere umfassende Arbeit mit zahlreichen Literaturhinweisen stammt von GILLULY (30) aus dem Jahre 1935. Gleichzeitig oder nach 1935 erschienen das Spilitproblem berührende Arbeiten von ESKOLA (23), TOMKEJEFF (94), BLYTH (13), LEHMANN (50) und VAEVRYNEN (97). Es ist nicht meine Absicht, eine erschöpfende Diskussion des Spilit-Keratophyrproblems zu geben. Eine sehr gute Zusammenstellung aller Theorien bis 1935 findet sich in der erwähnten Arbeit von GILLULY. Es soll nur auf einige Punkte hingewiesen werden, auf die ich auch beim Studium der Spilit-Keratophyrserie im Permokarbon der Schweiz aufmerksam gemacht wurde.

Es ist oft betont worden, dass für die Spilite ausschliesslich eine submarin-effusive Entstehung angenommen werden müsse. Die Spilite des Verrucano der helvetischen Decken befinden sich nun aber in einer sedimentären Serie (rote Konglomerate, Sandsteine, rote Tonschiefer), die von den meisten Autoren als typisch kontinentale Bildung interpretiert wird. In bezug auf die herzynische Gebirgsbildung sind die Spilite postorogenetisch und reprä-

sentieren die Schlussphase der herzynischen magmatischen Tätigkeit. Es zeigt dieses Beispiel, dass offenbar unter ganz verschiedenen tektonischen und sonstigen geologischen Bedingungen die Entwicklung einer spilitischen Gesteinsreihe möglich ist. Es ist ja wohl ein Hauptfehler der meisten Theorien über die Genese solcher Gesteine, dass auf Grund von Einzelbeobachtungen unzulässige Verallgemeinerungen ausgesprochen werden. Besonders gilt dies auch für die Frage der primären oder sekundären Entstehung des Albits. Es steht wohl unzweifelhaft fest, dass in einzelnen Spiliten eine (meist als autometamorph angesehene) Albitisierung von früher basischeren Plagioklasen nach der Verfestigung stattgefunden hat. Es braucht dies nun aber keineswegs auszuschliessen, dass in anderen Fällen Albit unmittelbar primär-magmatisch ist, was auch von verschiedenen Autoren vor allem für die Keratophyre, dann aber auch für die Spilite (SUNDIUS (91), BENSON (10)) auf Grund von Dünnschliffuntersuchungen als sehr wahrscheinlich hingestellt wurde.

Wesentlich für die Bildung spilitischer Gesteinsserien scheint zu sein, dass entweder vor, während oder kurz nach der Auskristallisation aus dem Schmelzfluss H_2O und CO_2 eine bedeutende Anreicherung erfahren haben. Wasserreichen Magmen kommt eine erhebliche Erniedrigung der Erstarrungstemperaturen zu, die eine Auskristallisation von basischeren Plagioklasen verunmöglichen kann. Dann wird es möglich, dass sich Albit und vielleicht auch Karbonat, Chlorit und Epidot aus dem Magma ausscheiden. Ebenso kann durch das reichliche Vorhandensein von CO_2 die Bildung von basischeren Plagioklasen verhindert werden. Die Frage nach der Herkunft von H_2O und CO_2 ist hierbei von sekundärer Bedeutung, und für jeden einzelnen Fall besonders zu entscheiden. So ist es denkbar, dass im soeben betrachteten Beispiele die Gesteine aus einer wasserreichen Restschmelze entstanden sind, die ihre Existenz den gewaltigen Differentiationsvorgängen des herzynischen magmatischen Zyklus verdankt. In anderen Fällen mögen vadoses Wasser oder bei submarinen Effusionen Meerwasser oder CO_2 -Aufnahme aus Nebengesteinen zu Spilitserien geführt haben.

Zum Zwecke des Vergleiches mit der Spilit-Keratophyrserie des schweizerischen Verrucanos wurden die Basiswerte der näher bekannten Spilit- und Spilitkeratophyrserien berechnet und in Fig. 22—24 graphisch dargestellt. Auf die Wiedergabe der Zahlenwerte selbst muss verzichtet werden. Berücksichtigt wurden in Fig. 22—24 die in der Arbeit von DEWEY und FLETT (19) enthaltenen Analysen, die von BENSON (10) aus New South Wales beschriebene Spilitkeratophyrserie und die Spilite von Kiruna, Schweden (SUNDIUS (91)). Alle drei Serien zeigen untereinander eine recht gute Übereinstimmung. Im QLM-Diagramm (Fig. 22) fallen die meisten Analysenörter ausserhalb des Feldes der pazifischen Provinzen, mit wenigen Ausnahmen liegen sie dagegen innerhalb der Hauptvariationsbreite mediterraner Gesteinsserien. Von den stark atlantischen Hauptprovinzen unterscheidet sie die Tatsache, dass auch Gesteine (Quarzkeratophyre) vorkommen, deren Analysenort weit oberhalb der Linie P—F liegt. Ausserordentlich typisch ist das Bild des π -k-Dia-

gramms, das nun auch von demjenigen der mediterranen Provinzen stark abweicht. k ist fast durchwegs kleiner als 0,2; die Analysenörter fallen beinahe gänzlich ausserhalb der Hauptvariation sowohl der pazifischen wie der mediterranen und z. T. auch der atlantischen Provinzen.

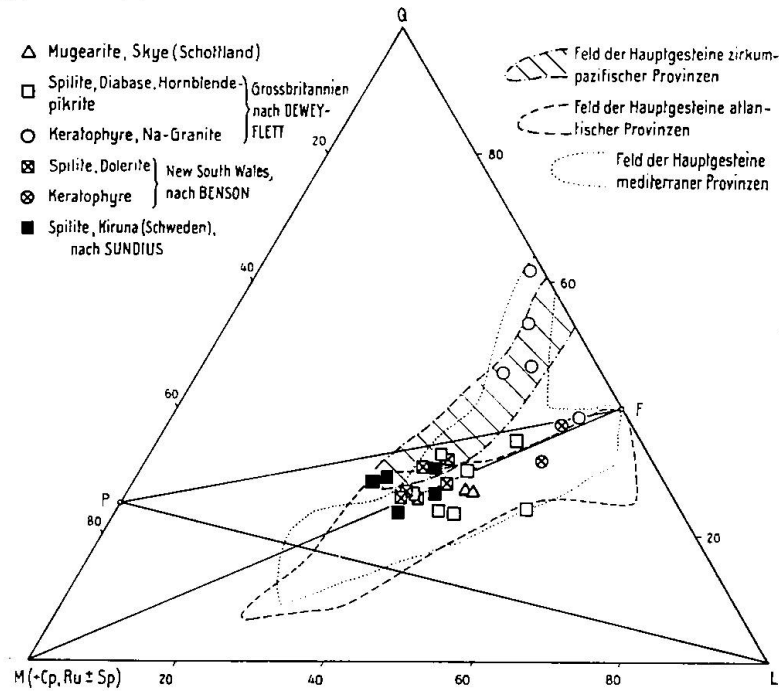


Fig. 22. QLM-Dreieck ausserschweizerischer Spilit-Keratophyrserien.

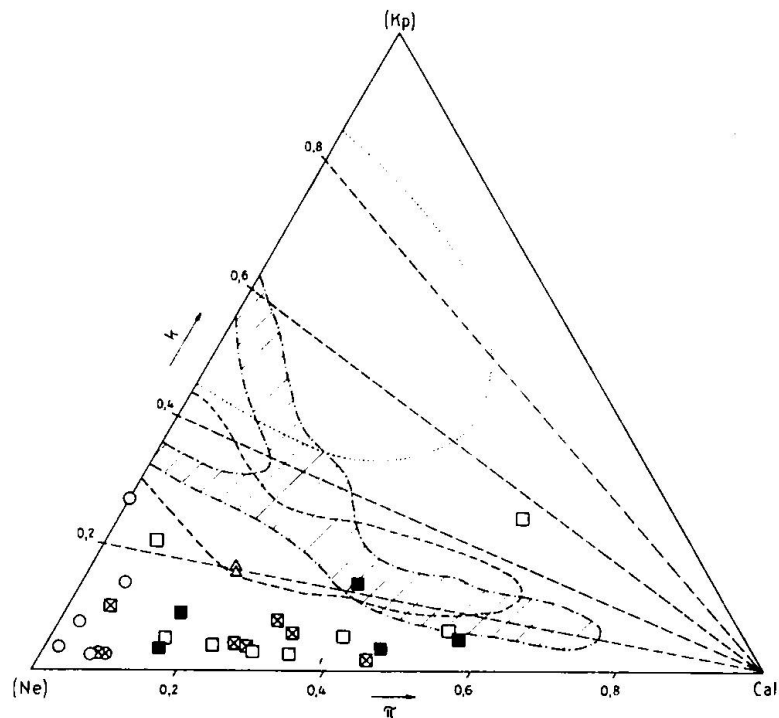


Fig. 23. π - k -Diagramm ausserschweizerischer Spilit-Keratophyrserien.
Zeichenerklärung s. Fig. 22.

π ist zwar kleiner als bei Gesteinen mit jeweils gleichem π der pazifischen Provinzen, kann jedoch immer noch bis 0,6 betragen, was mit dem Mineralbestand (Albit!) vorerst nicht vereinbar erscheint. Es ist jedoch daran zu denken, dass eventuell vorhandenes CO_2 bei der Bildung der Basis ausser acht gelassen wurde (siehe S. 271). In anderen Fällen wiederum muss das Cal in Augit oder Epidot enthalten sein. Dass demnach als Plagioklas Albit vorhanden

istehendes Cliché der Fig. 24 ist an Stelle
lichés der Fig. 27 zu setzen und umge-
Der Text ist nicht umzustellen.

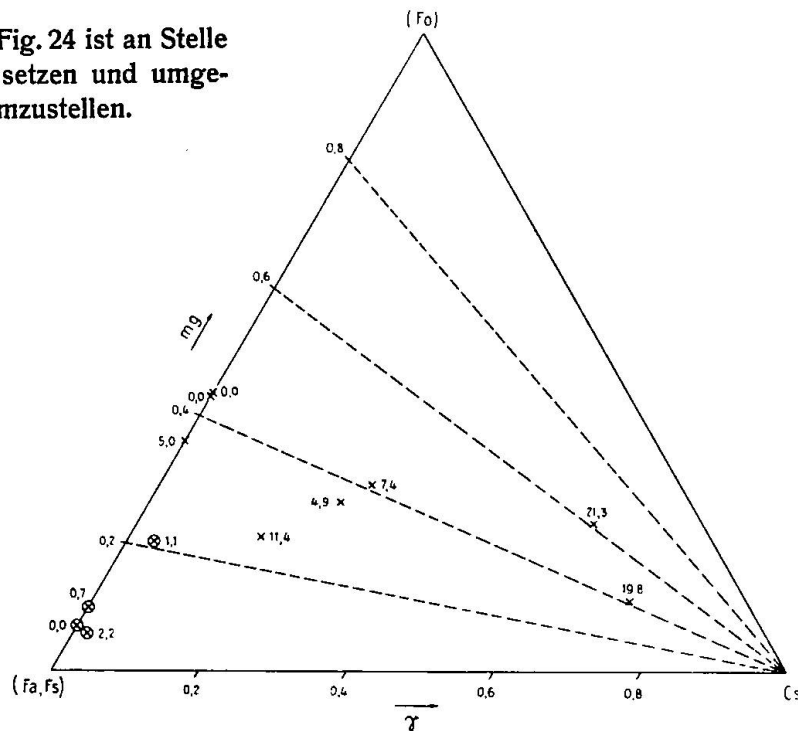


Fig. 24. γ -mg-Diagramm ausserschweizerischer Spilit-Keratophyrserien.
Zeichenerklärung s. Fig. 22.

ist, braucht keineswegs immer darauf zurückgeführt zu werden, dass nur sehr wenig Cal zur Verfügung stand. Recht untypisch ist das mg-Diagramm; immerhin kommen ziemlich mg-arme (relativ Fe-reiche) Gesteine vor.

Von nichtspilitischen Gesteinen stehen chemisch den basischeren Gesteinen der drei berechneten Spilitserien die Mugearite (siehe Fig. 22—24) recht nahe. Diese sind vorwiegend in schwach atlantischen Gesteinsprovinzen zu finden.

Es ist also keineswegs so, dass der heutige Pauschalchemismus der Spilite keine Äquivalente unter den gewöhnlichen Gesteinen der drei Hauptreihen aufweist.

Zur Spilitbildung scheinen vor allem Na-gabbroide Magmen prädestiniert zu sein. Nach P. NIGGLI können solche Magmen auch als

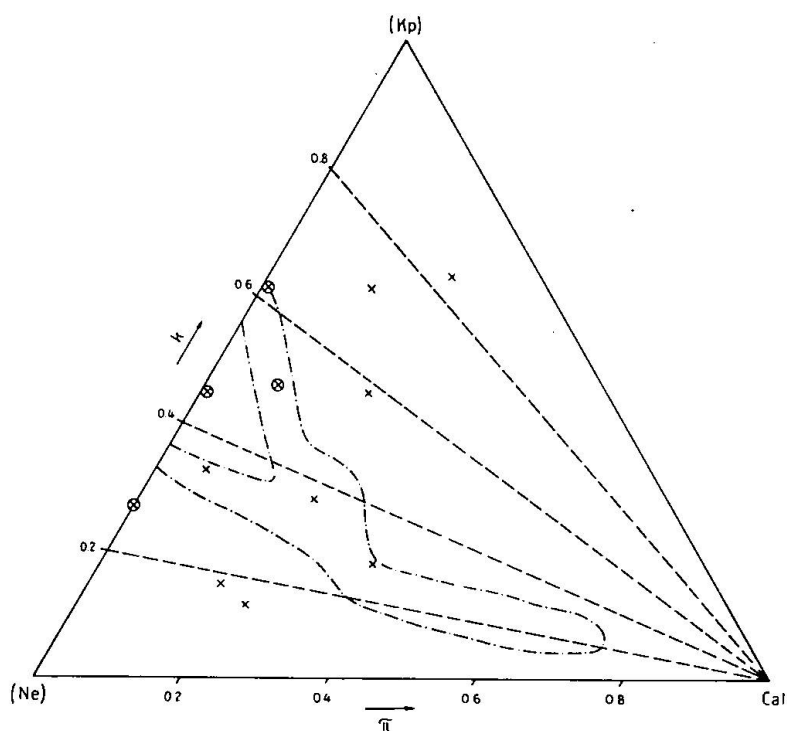


Fig. 26. π -k-Diagramm der Weilburgit-Keratophyrserie der Lahnmulde.
Zeichenerklärung s. Fig. 25.

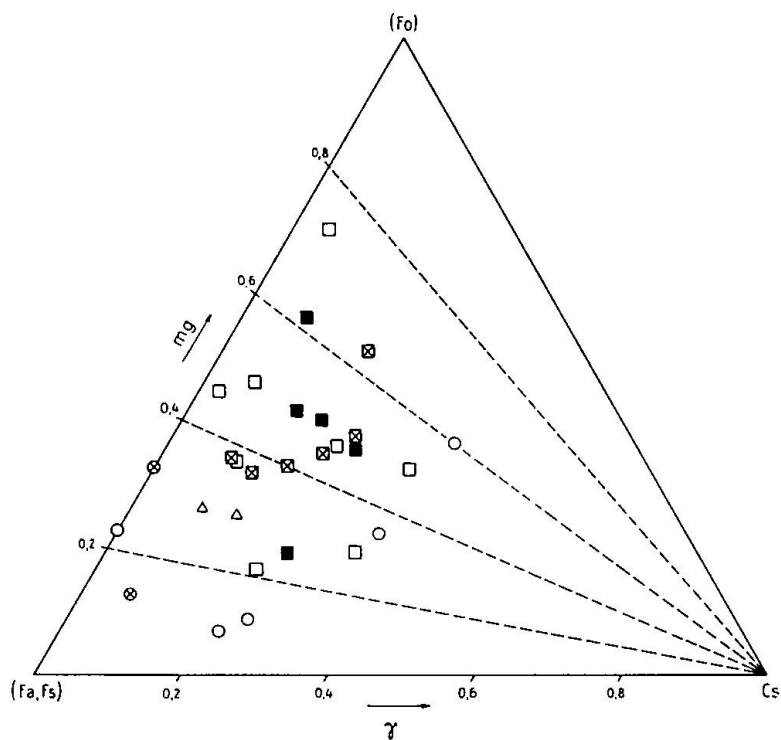


Fig. 27. γ -mg-Diagramm der Weilburgit-Keratophyrserie der Lahnmulde.
Überschriebene Zahlen: CO_2 , molekular, bezogen auf $Q + L + M = 100$.
Zeichenerklärung s. Fig. 25.

liche Unterschied besteht im Umstande, dass neben Albit auch kaliumreiche Alkalifeldspäte auftreten. Als femischer Gemengteil kommt in den basischen Gesteinen fast ausschliesslich Chlorit vor. LEHMANN wurde durch zahlreiche Beobachtungen dazu geführt, die Paragenese Alkalifeldspat-Chlorit als primär-magmatisch, direkt aus dem wasserreichen Schmelzfluss entstanden, anzunehmen. LEHMANN lehnt zwar den Namen Spilit ab, weil dieser nach ihm nur für nachträglich albitisierte Diabase gelte. Es ist jedoch nicht zweckmässig, eine nachträgliche Albitisierung als Voraussetzung der Bezeichnung Spilit anzusehen. In der Tat ist vielfach von anderen Autoren der Name Spilit für Gesteine ohne postkristalline Albitisierung, mit primärem Albit, angewendet worden. Neben den Weilburgiten treten in der Lahnmulde Keratophyre auf, die sich von den Keratophyren der drei Serien von Fig. 22—24 ebenfalls durch den Gehalt an kaliumreichen Alkalifeldspäten auszeichnen.

Im QLM-Diagramm (Fig. 25) der Weilburgit-Keratophyrserie sind gegenüber Fig. 22 keine wesentlichen Unterschiede zu erkennen. Ganz anders steht es mit Fig. 26, dem π -k-Diagramm. Typisch ist hier die sehr grosse Streuung der k-Werte; im γ -mg-Diagramm ist das allgemein niedrige mg (Fe-Reichtum!) bemerkenswert und dürfte im Zusammenhang mit der Bildung der Roteisensteinlagerstätten des Lahngebietes stehen. Zwei Gesteine fallen durch ein aussergewöhnlich hohes γ auf. Sie enthalten sehr viel Calcit⁴⁰⁾, und es ist wohl anzunehmen, dass bei ihnen eine Kalkaufnahme aus den devonischen Nebengesteinen stattgefunden hat.

Vergleichen wir nun die schweizerische Provinz der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokarbon der Fig. 19—21 mit den in diesem Abschnitt gekennzeichneten 'ausserschweizerischen' Spilit-Keratophyrserien, so findet man besonders grosse Übereinstimmungen mit den drei Spilitserien der Fig. 22—24, vor allem mit derjenigen Grossbritanniens. Die QLM-Diagramme sind ähnlich, allerdings ist in Fig. 22 der Schwerpunkt der basischen Gesteine mehr nach der M-Ecke hin verschoben. Gute Übereinstimmung zeigen die beiden π -k-Diagramme (Fig. 20 und 23). Im γ -mg-Diagramm besitzt die schweizerische Serie durch das meist sehr niedrige γ (oft $\gamma = 0$, Tonerdeüberschuss!) ein etwas besonderes Verhalten. Nicht ohne weiteres sind mit den drei Spilitserien der Fig. 22—24 die Gesteine der Windgällen und der Quarzporphyr vergleichbar, doch hat das Beispiel der Lahnmuldenprovinz gezeigt, dass k bereits in den Spiliten im weiteren Sinne variabel sein kann. Ausserdem ist nicht ausgeschlossen, dass die genannten Quarzporphyre gegenüber den eigentlichen Spilit-Keratophyrgesteinen altersmässig eine Sonderstellung einnehmen.

Die kurzen Bemerkungen mögen genügen, um zu zeigen, dass in der Provinz der Eruptivgesteine im nachgranitischen Permokar-

⁴⁰⁾ Berechnung der Basis ohne Berücksichtigung von CO_2 , also ohne Abzug von CaCO_3 . Daher das hohe γ !

bon der Zentralmassive und der dazugehörigen helvetischen Decken für einen Teil der Gesteine auch in chemischer Hinsicht eine weitgehende Analogie mit Spilit-Keratophyrserien vorhanden ist. Es ist dies deshalb besonders hervorzuheben, weil bis dahin in der Literatur von dieser Spilit-Keratophyrtendenz kaum die Rede war.

3. Teil

Die alpinen Muldenzonen und das Tavetscher Zwischenmassiv in ihren Beziehungen zur alpinen Grosstektonik

Die im wesentlichen einseitig gebaute UGM wird im Untersuchungsgebiet von nachgranitischem Permokarbon, Trias und unterem sowie mittlerem Lias aufgebaut, alles Schichten, die als primäre jungsedimentäre Bedeckung des GM mit diesem im Grossen und Ganzen noch in normalstratigraphischem Verband stehen. Der Kontakt der UGM mit dem altkristallinen Kern des TZM ist ein tektonischer; im Westabschnitt des bearbeiteten Gebietes befindet sich am Nordrand der UGM eine schmale Schuppungszone, die im wesentlichen aus permokarbonischen Phylliten besteht und als nördlich gelegene Teilschuppe oder als stark verschürfte Reste des Nordschenkels der UGM aufgefasst werden kann. Die Fazies des Mesozoikums der UGM ist mit derjenigen der östlichen helvetischen Hauptdecken gut vergleichbar; besonders gross sind die Analogien mit der Axendecke. Die Art des Auftretens der UGM macht einen grösseren Tiefgang (mehrere km) der „Mulde“ wahrscheinlich.

Die DM, die als Muldenzug von jungsedimentären Gesteinen nach Westen nur bis Disentis verfolgt werden kann, ist im Untersuchungsgebiet nur schlecht aufgeschlossen; das Mesozoikum gehört wohl zum AM und nicht zur ehemaligen sedimentären Bedeckung des TZM. Die Aufnahmen von F. WEBER (VII) lassen für die DM einen komplexen Bau (ev. mit sekundärem Antiklinalkern) vermuten. Die Fazies der postkarbonischen Gesteine der DM ist diejenige des primär nordhelvetischen Faziesraums (autochthon bis Glarnerdecke).

Das Altkristallin des GM zeigt in grösserer Entfernung von der alpin eingefalteten UGM einen von der alpinen Gebirgsbildung nur wenig veränderten herzynischen Bau (siehe S. 122).

Die altkristalline Zone des TZM hat keinen aufgeschlossenen granitischen Kern, der jedoch, in Hinsicht auf die sehr zahlreichen Pegmatite, in grösserer Tiefe sehr wahrscheinlich vorhanden ist. Die Hauptgesteine sind Paraschiefer und Paragneise. Beide sind als Serien von den Paragneisen des nördlichen GM deutlich verschieden.

Die Paraserien des TZM gehören zum jüngeren, jedoch noch pegmatitisch durchsetzten Altkristallin (vielleicht z. T. unteres und mittleres Karbon). Älterer herzynischer Massivbau ist nicht zu erkennen, das TZM ist durch die alpine Gebirgsbildung mehr oder weniger isoklinal verschiefert. Zahlreiche relativ junge Bewegungszonen deuten auf einen schuppenartigen Baustil. Die Schichtenlage ist im wesentlichen dem Nordteil des GM-Fächers angepasst. In der Kontaktzone mit dem AM, welches im Baumaterial deutlich vom TM verschieden ist, treten westlich Disentis mehrere Mylonitzonen auf. Der Kontakt TZM zu AM ist ein tektonischer; im einzelnen kann er stellenweise komplex gebaut sein (Verschuppung von AM mit TZM-Gesteinen). Das TZM „verschmilzt“ westlich Disentis nicht mit dem AM, sondern bleibt von diesem durch eine alpine Dislokationsfläche getrennt, die als vermutlich tiefgreifende Narbe bezeichnet werden kann. Nördlich Sedrun tritt in Verbindung mit dem Auftreten des Bugneigranodiorits eine grössere tektonische Komplikation auf, die von starken Mylonitisierungen (südlich Valtgeva) begleitet ist und als Verkeilung aufgefasst wurde. Auch das südliche AM zeigt noch starke Verschieferungen, mit einzelnen Mylonitzonen, besitzt also ebenfalls einen alpin-tektonisch entstandenen Schuppenbau. Da für die DM östlich Disentis ein komplexer Bau nicht auszuschliessen ist, kann sich eventuell die „DM im weiteren Sinne“ in verschiedenen Schubfetzen des AM, event. des TZM fortsetzen.

Es lassen sich demnach zwei grössere alpin-tektonische Störungszentren erkennen, die beide tiefgreifende Narbenzonen sein können. Die eine, weniger bedeutende, befindet sich am Nordrand der UGM (nördliche Schuppungszone). Sie deutet darauf hin, dass das GM mitsamt der vorgelagerten UGM auf das Altkristallin des TZM an- und aufgeschoben wurde. Eine zweite, wesentlicher erscheinende Störungszone, die sich in einer sehr starken Verschieferung und Mylonitisierung der Gesteine ausdrückt, liegt am Südrand des AM. Hier wurden die stärksten Mylonitisierungen des Untersuchungsgebietes angetroffen. Es muss sich um eine An- und Aufschiebung des TZM auf das nördlich liegende AM handeln, und zwar nach einer Zusammenpressung der altkristallinen Kerne des AM und des TZM.

Nirgends wurde ein sicherer bedeutenderer Rest der ehemaligen jungsedimentären Bedeckung des altkristallinen Kerns der TZM gefunden, einzig die Schuppungszone am Nordrand der UGM kann verschürfte Reste dieser Bedeckung enthalten. Da sich nun aber das TZM nach den vorangegangenen Bemerkungen alpin durchaus wie ein selbständiges Teilmassiv verhält und weder eine sekundäre Teil-

schuppe des AM noch des GM darstellt, erhebt sich die Frage, wo sich seine Sedimentbedeckung heute vorfindet. Ferner ist im Untersuchungsgebiet auch die noch im direkten Verband mit dem Altkristallin des GM stehende sedimentäre Hülle nur unvollständig; sie reicht lediglich bis in den mittleren Lias hinauf. Jüngere Schichten konnten nicht nachgewiesen werden. Waren sie ursprünglich abgelagert worden und sind sie nicht der Erosion anheimgefallen, so müssen sie tektonisch entfernt worden sein. F. WEBER (VIII), dessen Ansichten von ALB. HEIM (36) geteilt wurden, nahm an, dass sich alle diese jüngeren Schichten des TZM und GM heute in den helvetischen Decken vorfinden. F. WEBER hat sogar eine Verteilung der helvetischen Decken auf das GM und das TZM als Wurzelzonen durchgeführt. Heute sind Bestrebungen im Gange, die helvetischen Decken neu zu gliedern, mit der Tendenz, zu vereinfachen und weniger Hauptdecken zu konstruieren. Es soll daher hier auf Detailfragen der Verteilung nicht eingegangen werden, sondern nur auf einige, wie mir scheint, beachtenswerte Punkte aufmerksam gemacht werden. Die Fazies der DM ist nordhelvetisch (autochthon), die Fazies der UGM ist eher mit derjenigen der mittleren und oberen helvetischen Decken (vor allem Axendecke) vergleichbar. Es spricht daher nichts gegen die Hypothese von F. WEBER (VIII), dass die untern helvetischen Decken der Ostschweiz (Glarner- und Mürt-schendecke) aus dem Raume des TZM stammen. Höhere Elemente (Axen-Drusberg-Säntisdecke) können sehr wohl die ehemalige sedimentäre Bedeckung des GM repräsentieren. Zu beachten ist, dass in der UGM des Untersuchungsgebietes keine jüngeren Schichten als mittlerer Lias auftreten. Die Schichtreihe der UGM selbst kann daher der zurückgebliebene altmesozoische und permokarbonische Unterbau eines Teils jener helvetischen Decken sein, deren aufgeschlossene Schichtreihe stellenweise erst mit dem oberen Lias beginnt. In den oberen helvetischen Decken ist dieses Fehlen des altmesozoisch-permokarbonischen Unterbaus eine allgemeine Erscheinung. Es sei an die kümmerlichen Reste von Trias und an das gänzliche Fehlen von Verrucano in der Axendecke erinnert.

Bei der Frage nach den Wurzelzonen der helvetischen Decken muss auch folgendes berücksichtigt werden. Es braucht die UGM durchaus nicht längs der gesamten Erstreckung der Zentralmassivkerne AM-TZM-GM immer die Wurzelzone der gleichen helvetischen Decke zu sein. Die ältere Abscherung und die jüngere Einfaltung der alpinen Mulden (mit der Auf- und Zusammenpressung der Massive) können verschiedene, mehr oder weniger voneinander unabhängige

tektonische Prozesse sein, verbunden mit Verstellungen der Achsenrichtungen der verschiedenen Elemente.

Eine nicht geringe Stütze für die Annahme, dass die Glarner- und Mürtschendecke die ehemalige sedimentäre Bedeckung des TZM darstellt, scheint immer noch die Tatsache zu sein, dass man westlich des Reussquerschnitts, wo das TZM fehlt, auch kein Äquivalent der Glarner- und Mürtschendecke findet. Man kann den hier vertretenen (und in früheren Abschnitten anderen Deutungen gegenübergestellten) Ansichten entgegenhalten, dass es ausgeschlossen sei, die 60—70 km Breite des helvetischen Faziesraumes aus TZM und GM als Wurzelzonen abzuleiten. Die heutige Breite des TZM + GM im Querschnitte des Tavetsch beträgt 15 km, also rund $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{5}$ des helvetischen Faziesraumes. Dass eine solche Verkürzung durchaus im Bereiche der Möglichkeit liegt, zeigt der vermutlich sehr grosse Tiefgang der UGM. Ferner ist zu beachten, dass das TZM stark verschuppt und rein alpin-tektonisch gebaut ist. Aufgeschlossen sind heute nur die relativ jungen Paragneise und Paraschiefer, die einen grösseren altkristallinen Komplex mit granitischem Kern in der Tiefe nicht ausschliessen. Der alpine Zusammenschub des TZM kann daher ohne weiteres zu einer sechsfachen Verkürzung geführt haben.

Zusammenfassend ergibt sich für das Untersuchungsgebiet mit einiger Wahrscheinlichkeit folgender Ablauf des geologisch-petrographischen Geschehens nach der herzynischen Faltung:

Nach Abschluss der herzynischen Hauptfaltung (? oberes Dinantien — unteres Westphalien = sudetische Phase), die von einer Intrusion granitischer Magmen begleitet war, bestanden zwei Gebirgszüge. Das altkristalline Baumaterial des einen wurde später, alpin-tektonisch, zum Aarmassiv emporgestaut; der andere, südlichere, entwickelte sich zum mittleren und südlichen Teil des Gotthardmassivs. Zwischen diesen beiden Gebirgszügen befand sich ein Trog, dessen kristalliner Untergrund heute im wesentlichen als TZM und nördliches GM vorliegt. Nach Westen zu verschmälerte sich dieser Trog, indem sich die beiden Gebirgszüge einander stark näherten (westlich Andermatt; Fehlen des TZM!). Nach der nur lokal erfolgten Ablagerung von Oberkarbon (? am Muraun-Nordgrat) in kleinen Mulden, setzte im Perm die Abtragung der herzynischen Gebirgszüge ein, und zwar sammelte sich der Schutt in den oben erwähnten Trog zwischen den beiden Gebirgszügen. Die Ablagerung des Schuttes erfolgte vorwiegend auf Festland. Was für Kräfte beim Transport des Verwitterungsschuttes hauptsächlich beteiligt waren,

ist ein noch ungelöstes Problem. Wind, Wasser und vulkanische Tätigkeit werden zusammen gewirkt haben. Der Verwitterungsschutt des nördlichen Gebirgszuges (heute Verrucano der Glarner- und Mürtschendecke) zeigt eine gesetzmässige Abnahme der Korngrössen der klastischen Komponenten von Norden nach Süden; im Zentrum des Troges herrschte tonige Sedimentation (Mürtschendecke) vor, und gegen Süden (vor allem im Ostteil: Konglomerate des Piz Mu-raun-N-Grates, Ilanzer Verrucano) nahm mit der Annäherung an den südlichen Gebirgszug (heute GM) die Korngrösse wiederum zu. Die Permzeit war ferner durch eine rege vulkanische und subvulkanische Tätigkeit gekennzeichnet, die z. T. spilitkeratophyrische Tendenz hatte; ein Teil der Eruptivlager fiel der Erosion anheim und half mit, das klastische Material der feldspatreichen Psammitgneise im Westabschnitt der UGM zu liefern. Im mittleren Teil der Verrucanozeit waren stellenweise die Bedingungen für eine untergeordnete Dolomitbildung günstig; kleine, tümpelartige, stehende Gewässer verlandeten. Zum Abschluss der Permzeit erfolgte ein kurzer Unterbruch in der Sedimentation, verbunden mit einer teilweisen Abtragung des Verrucano (OBERHOLZER (70), S. 225). Zu Beginn der Trias transgredierte das Buntsandsteinmeer über das langsam untertauchende Perm-Festland. An einigen Stellen kam jedoch vielleicht der Buntsandstein primär überhaupt nicht zum Absatz (UGM!). Es folgten durchgehend die seichtmeerischen Ablagerungen der Rötstufe und der Quartenschiefer. An der Wende Trias-Lias wurde der Nordteil des betrachteten Gebiets (heute DM und AM) wieder zum Festland. Im Südteil (UGM!) befanden sich, an dieses Festland anschliessend, die küstennahen Teile eines ausgedehnten Liasmeeres, welches wohl im penninischen Faziesraume seine grösste Tiefe hatte. Die in der UGM und in den mittleren und oberen helvetischen Decken vorhandenen Liasschichten sind neritisch-klastische Sedimente mit organogenen Beimengungen (Echinodermen, kohliges Pigment).

Die nachliasische Zeit bis zur alpinen Faltung kann im engeren Untersuchungsgebiet nicht mehr studiert werden; die zu dieser Zeit abgelagerten Schichten müssen, wie erwähnt, in den helvetischen Decken gesucht werden. Es sei daher auf die sich mit diesen Decken befassende Literatur verwiesen. Spuren hinterliess erst wieder die, im wesentlichen wohl tertiäre, alpine Gebirgsbildung. Die alpine Orogenese lässt im Untersuchungsgebiet zwei Hauptphasen erkennen, ohne dass es indessen möglich ist, sie zeitlich genauer zu bestimmen. In einer Früh-Phase erfolgte vermutlich die erste, massgebliche Abscherung des Sedimentmantels, vielleicht unter gleichzei-

tiger, erstmaliger Hebung der heutigen Zentralmassive. Im Raume des TZM erfasste diese Abscherung alle Schichten bis an die Basis des Perms. Im Raume der UGM wurden nur diejenigen Schichten, die jünger als mittlerer Lias sind, völlig entfernt. Eine zweite Phase, offenbar eine der jüngsten im alpinen orogenetischen Geschehen überhaupt, presste die Massive empor und zusammen und faltete im Untersuchungsgebiet die nicht abgescherten mesozoischen Reste zu den heutigen DM und UGM ein. Dem GM wurde der Fächerbau aufgeprägt; das zwischen AM und GM gelegene Gebiet wurde mehrfach verschuppt und stark zusammengepresst und so zu dem, eine gewisse Selbständigkeit besitzenden massivähnlichen Gebilde, dem TZM. Zum Abschluss wurde das GM mitsamt der UGM dem TZM an- und aufgeschoben und das TZM seinerseits dem AM angeschoben, dessen noch zurückgebliebener Sedimentmantel teilweise abglitt. Im Osten erfolgte sogar eine Überschiebung des TZM auf das absinkende AM.

Die alpine Orogenese hatte aber nicht nur einen Einfluss auf den heutigen Bau des untersuchten Erdrindenstückes. Sie veränderte weitgehend die Gesteine selbst. In mehreren Abschnitten wurde diese alpine Gesteinsmetamorphose als typische Dislokationsmetamorphose der Epi-Stufe charakterisiert und näher beschrieben.

4. Teil

Bemerkungen zu Quartär und Morphologie

Die jüngste geologische Geschichte des Tavetschtales bietet manches interessante Problem. Um den Umfang dieser Arbeit nicht allzusehr anwachsen zu lassen, muss jedoch darauf verzichtet werden, eine umfassende Behandlung der das Quartär und die Morphologie betreffenden Fragen zu geben. Da bereits in drei anderen Publikationen derartige Erscheinungen behandelt wurden, lässt sich dies verantworten. ALB. HEIM (35) umriss im Abschnitt „Über die Gestaltung der Schuttbildungen und der Oberfläche“ (S. 409) in grossen Zügen die Morphologie des Vorderrheintales; F. MACHATSCHKEK (53) befasste sich vor allem mit der Frage alter Terrassen in Graubünden und der Innerschweiz und ging dabei auch näher auf die Verhältnisse im Tavetschtal ein, und schliesslich gab W. LEEMANN (49) in seiner „Landschaftskunde des Tavetsch“ im Abschnitt „Die Naturgrundlagen“ eine eingehende Darstellung der Quartärbildungen und der Oberflächengestaltung.

Die meisten morphologischen Beobachtungen von LEEMANN (49) konnten bestätigt werden; überall da, wo indessen die Zusammenhänge zwischen tektonischem Bau und Gesteinsbeschaffenheit einerseits und Morphologie andererseits diskutiert werden, lassen sich Unrichtigkeiten feststellen. LEEMANN führt z. B. die Stufenbildungen der Seitentäler auf Massivgrenzen (Grenze TZM-AM und Grenze TZM-GM), die mit einem Gesteinswechsel verbunden seien, zurück. Es ist dies jedoch in den meisten Fällen schon deshalb nicht zutreffend, weil diese Grenzen an andern Orten verlaufen, als sie LEEMANN annimmt. (Z. B. soll die grosse Talstufe direkt nördlich der Alp Nalps durch die Massivgrenze TZM-GM bedingt sein, die jedoch bedeutend nördlicher, bei Perdatsch, durchgeht.) Ferner wird die Bezeichnung „Mürbe Serizitschiefer“ auf alle möglichen Gesteine angewendet, unter anderem auch auf die im Handstück meist kompakten Amphibolite und Granitgneise des oberen Druntobels. Der Grundgedanke LEEMANNs, einen Grossteil der heutigen Talgestaltung auf die Faktoren „Gesteinsbeschaffenheit“ und „Tektonischer Bau“ zurückzuführen, ist indessen durchaus zutreffend, nur liegen die Dinge etwas anders und nicht so einfach, wie der Autor vermutet.

Im folgenden wird kurz auf die auffälligsten Quartärbildungen des Untersuchungsgebietes, auf die beiden gewaltigen Schuttfächersysteme des Sedruner- und des Disentiserbeckens eingegangen, ohne die Beckenbildung selbst zu diskutieren. LEEMANN ((49), S. 24) stellte fest, dass die grossen, präzeden Schwemmkegel des Sedrunerbeckens nicht aus den grossen Seitentälern (Val Strem, Val Milar) stammen, sondern von Wildbachanrissen im Nordhang des Haupttales herkommen. Ein Blick auf die Kartenskizze 1:25 000 und die Fig. 28 zeigt die Richtigkeit dieser Feststellung. Im Kessel des oberen Drun Bugnei, im Druntobel, im vernalzten Wildbachanriss Ondadusa ob Zarcuns sind die Einzugsgebiete noch erkennbar. Der Anriss ob Zarcuns ist heute vernalzt und nicht mehr aktiv, die Anrisse des Druntobels und des Drun Bugnei haben indessen eine Reaktivierung erfahren und zwar nach PL. A SPESCHA (s. LEEMANN (49), S. 31) offenbar erst in geschichtlicher Zeit, vor wenigen Jahrhunderten. Von den weithin sichtbaren braunen Anrissen, die wie grosse Wunden im Landschaftsbild erscheinen, führen tobelartige Einschnitte, eingefressen in die alten Schwemmkegel, bis zum Bett des Vorderrheins. Die Oberfläche der grossen Sedruner Schuttkegel ist, abgesehen von den erwähnten rezenten Einschnitten, sehr regelmässig, die Grenzen gegen die Moränen sind scharf; nirgends wurde ein Anzeichen dafür gefunden, dass die Schuttfächer interglaziales Alter besitzen. Auf der ganzen Aufschüttung konnte kein einziger erratischer Block gefunden werden.

Anders verhält es sich mit dem Schuttfächersystem des Disentiserbeckens. Die Schuttkegel kommen hier zur Hauptsache aus den

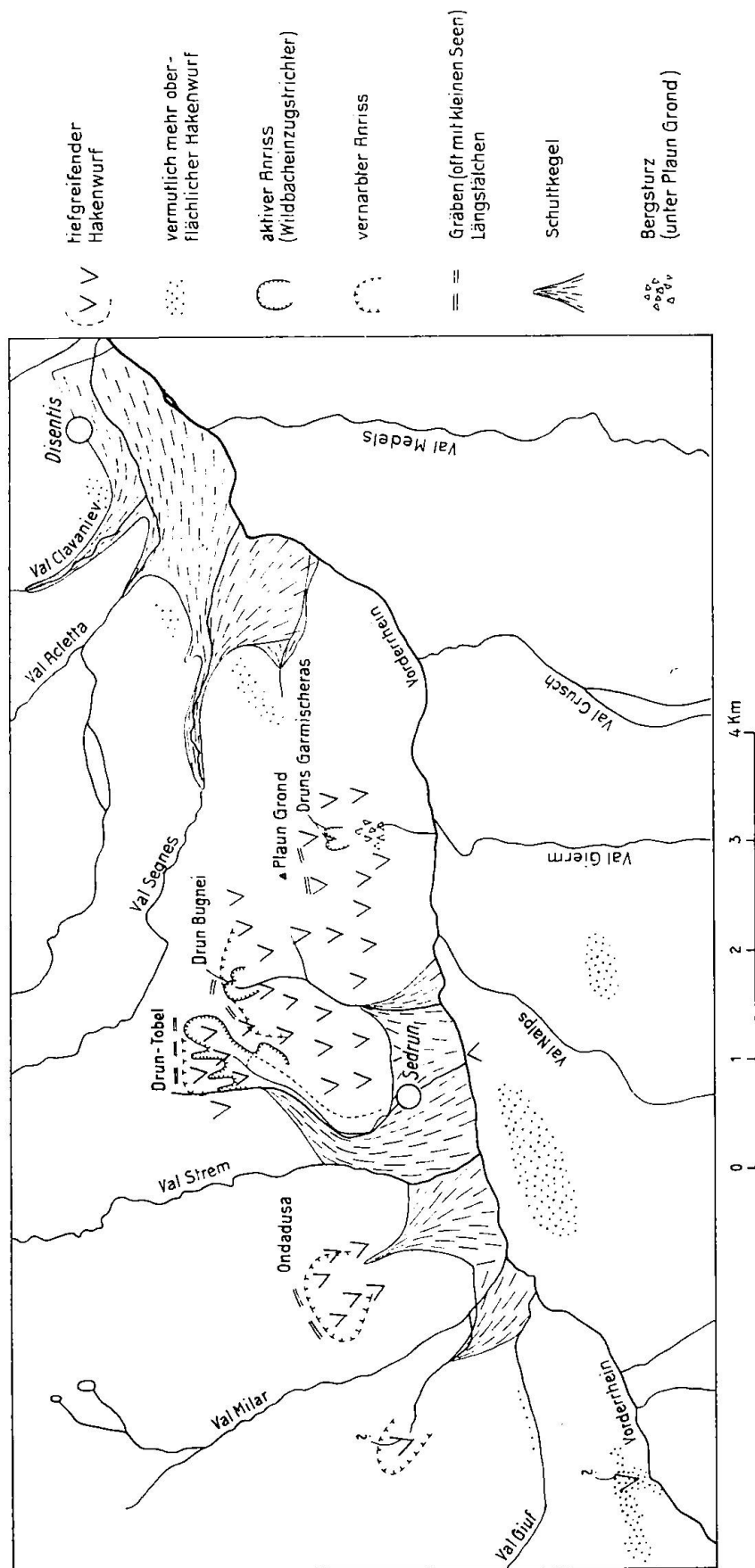


Fig. 28. Die Schuttfächerbildungen des Sedruner- und Disentiserbeckens und die Hakenwurfserscheinungen.

grossen Seitentälern Val Acletta, Val Clavaniev und Val Segnes. Sie sind keine eigentlichen Wildbachschwemmkegel, sondern Aufschüttungen grosser Seitenbäche. HEIM ((35), S. 441) hatte festgestellt, dass auf den Disentiser „Akkumulationsterrassen“ stellenweise grosse eckige Blöcke liegen, die er als erratische Blöcke deutete. Diese Beobachtung konnte bestätigt werden. So liegen in der Umgebung der Kapelle S. Gada auf dem Schuttkegel einige grosse Blöcke von Altkristallin des AM. Es muss somit vermutet werden, dass nach der Schuttkegelbildung, vielleicht lediglich bei einem letzten Vorstoss, die Gletscher das Haupttal nochmals überflutet haben. Das würde aber bedeuten, so merkwürdig es vorerst erscheinen mag, dass die beiden Schuttfächersysteme von Disentis und von Sedrun nicht gleiches Alter haben: das Disentiser System wäre interglazial, vielleicht spätglazial, das Sedruner System postglazial, jedoch prärezent. Ob die Disentiser Schuttakkumulation, wie HEIM ((35), S. 441) annimmt, mit dem Flimserbergsturz zusammenhängt (Stauung durch Flimser Brekzie), lässt sich schwer beurteilen; ich halte es mit LEEMANN ((49), S. 30) für unwahrscheinlich. Möglich erscheint hingegen ein Zusammenhang mit Bergstürzen direkt östlich Disentis (siehe Karte F. WEBER (VII)), die ihre Anrissnischen bei Bova Gronda haben. (Auf den Schuttmassen des westlichen Bergsturzes liegt das Kurhaus Disentis.) Der Rhein hat sich bei Brulf epigenetisch in die Bergsturzmasse eingegraben, die früher einmal das Tal sperrte. Bei Caprau liegt nach der Karte von F. WEBER (VII) Moräne auf dem Bergsturz; dieser ist demnach vermutlich interglazial, was ebenfalls für einen Zusammenhang mit dem, wie hier angenommen, interglazialen Disentiser Schuttfächersystem spricht.

Zum Schluss soll nochmals auf die Schwemmkegel des Sedruner Beckens eingegangen werden. Wie betont wurde, stehen diese in Zusammenhang mit heute vernarbten, z. T. allerdings rezent wieder reaktivierten Wildbachanrissen am Nordhang des Haupttales. Wieso kam es nun gerade hier, wo doch der Berghang keine übermässige Steilheit besitzt, zu den Wildbachbildungen, ohne dass diese am steileren Südhang ein entsprechendes Äquivalent besitzen? Die Gesteine des Nordhangs gehören zum Altkristallin des AM, es sind Amphibolite, verschieferte Granite und Granodiorite, sowie Bugnei-Granodiorit. Die Granite sind zwar z. T. stark verschiefert, jedoch im Handstück kompakter als die Paragneise und Paraschiefer des TZM des Südhanges des Vorderrheintales. Von „mürben Serizitschiefern“ (nach LEEMANN) kann nicht gesprochen werden. Die ausgesprochene

Mylonitzone südlich Valtgèva liegt zu tief, als dass sie für die Runsenbildungen verantwortlich gemacht werden könnte. Die Feldaufnahmen führten jedoch zu einer Feststellung, die geeignet ist, das Phänomen zu erklären. Nach S. 180 und Fig. 28 ist der Nordhang durch einen tiefgreifenden Hakenwurf der Gesteinsschichten gekennzeichnet, der mit einer starken Gesteinszerrüttung Hand in Hand geht. Die Gesteine sind zwar im Handstück kompakt, jedoch im Grossen zerrüttet und in Einzelblöcke aufgelöst. Diese Kakiritisierung der Gesteinsmassen kann nun sehr wohl die Ursache für die Entstehung der Wildbachtrichter und für die heutige teilweise Reaktivierung gewesen sein. Auf das gleiche Hakenwurfphänomen möchte ich die rezente Bergsturzbildung unter Bostg (unter Plaun grond), im Bereich des Bugneigranodiorits, zurückführen. In den oberen Teilen der Hakenwurfgebiete treten Senkungsgräben und kleine Längstälchen auf. Fig. 28 fasst die Bemerkungen in einem Übersichtsbild zusammen.

Erläuterungen zur petrographisch-mineralogischen Kartenskizze 1:25 000

Die schematische Kartenskizze in 1:25 000 kann der ausserordentlichen Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten nicht gerecht werden, sondern nur die Hauptzüge des petrographischen Aufbaues wiedergeben. Die Aufnahmen erfolgten auf neuer topographischer Grundlage, sodass es möglich war, für Einzelvorkommnisse im Text möglichst genaue Koordinatenwerte anzugeben. Ohne dass im Textteil darauf eingegangen wurde, sind in dieser Kartenskizze auch die wichtigsten Fundorte alpiner Mineralklüfte eingetragen, an denen ja das Tavetscher Gebiet besonders reich ist. Dazu sind einige Erläuterungen notwendig.

Die Bezeichnungen „Fundortgruppe 6a, 6b, 6c“ usf. beziehen sich auf die von R. L. PARKER (68), Bd. 1, angewendete Klassifizierung. Indessen wurde die PARKER'sche Fundortgruppe 6a in fünf mit römischen Ziffern auseinandergehaltene Untergruppen geteilt. In den Minerallisten der einzelnen Fundortgruppen sind diejenigen Mineralien, die eine mehr oder weniger ausgesprochene Durchläufurnatur haben, d. h. in vielen Fundortgruppen auftreten (wie z. B. Quarz), in der ersten Zeile zusammengestellt. In der zweiten (und eventuell dritten) Zeile folgen die für spezielle Fundortgruppen charakteristischen Mineralien (siehe dazu PARKER [in (68), S. 104]). Die unterstrichenen Mineralarten sind normalerweise in den meisten Klüften der betreffenden Gruppe in guter Ausbildung anzutreffen, die nicht unterstrichenen treten nur sporadisch auf. Es war zuerst der Versuch unternommen worden, die Paragenesentypen von

KOENIGSBERGER (in (68), Bd. 2) zu verwenden. Sie erwiesen sich jedoch für eine Kartenskizze 1:25 000 als zu spezialisiert. Die „Abteilungen“ von KOENIGSBERGER wurden nicht benutzt, weil sie von vorneherein auch auf die Art des Muttergesteins Rücksicht nehmen, während hier die Absicht bestand, die Klüfte nur nach ihrer Mineralführung zu klassifizieren und nachher nachzuprüfen, ob eine Abhängigkeit von der Gesteinsunterlage besteht. Die Kartenskizze zeigt nun recht deutlich, dass im grossen und ganzen die vor allem von KOENIGSBERGER postulierte Abhängigkeit der Mineralführung der Klüfte von der Art des „Muttergesteins“ zu Recht besteht. Folgende Beziehungen lassen sich ohne weiteres feststellen:

Fundortgruppen 6a I, II und III:	Amphibolite und Diorite (AM und TZM).
Fundortgruppen 6a IV und V:	Verschieferte Granite und Granodiorite (AM).
Fundortgruppe 6b:	Verschieferte Granite und Granodiorite (AM).
Fundortgruppe 6d:	Paraschiefer, Paragneise (vor allem des (TZM) und permokarbonische Phyllite (UGM).
Fundortgruppe 6e:	Feldspatreiche Psammitgneise des Permokarbons (UGM).
Fundortgruppe 6f:	Wie 6d (ausser in permokarbonischen Phylliten).
Fundortgruppe 6g:	Talk- und Serpentinegesteine (TZM).

Im übrigen war es selbstverständlich unmöglich, alle irgendwie bekannten Mineralklüfte in die Skizze einzutragen. Mancherorts finden sich auf engem Raum derartige Häufungen (z. B. im Amphibolit des Druntobels), dass mindestens ein Masstab 1:100 zur richtigen Eintragung erforderlich wäre. Es bedeutet daher ein Kluftmineralzeichen lediglich, dass an diesen Stellen eine oder mehrere Klüfte der diesbezüglichen Fundortgruppe auftreten.

Eine grosse Hilfe waren mir bei der genaueren Lokalisierung der Kluftgebiete die zahlreichen Photographien in den mehrere Manuskriptbände umfassenden Aufzeichnungen von F. N. ASHCROFT, die zugleich genaue Angaben über die Mineralführung enthalten. Auskünfte erteilten mir auch bereitwillig die Strahler JOH. HITZ und A. CAVENG. Es wurden nur solche Klüfte oder Kluft Räume eingetragen, die ich entweder persönlich auffinden konnte oder die durch die erwähnten Photographien genau lokalisierbar waren. Es ist daher durchaus nicht auszuschliessen, dass auch an anderen Stellen wichtigere Mineralfunde gemacht und ausgebeutet wurden. Immerhin scheinen die deutlich hervortretenden Gebiete grösserer Dichtigkeit von Kluftmineralien reell und tektonisch bedingt zu sein. Zu beachten ist, dass die meisten eingetragenen Klüfte und Kluft Räume, die sich ja alle auf nicht allzu grosser Meereshöhe befinden, heute an der Oberfläche fast völlig ausgebeutet sind. Neue grössere Funde verlangen zumeist Sprengarbeiten. Eine Ausnahme machen solche Gebiete, in welchen die Erosion für stetigen „Ersatz“ sorgt. So liefert das Druntobel (steinschlaggefährlich!) im allgemeinen immer wieder neue, schöne Funde, ohne dass Sprengungen vorgenommen werden müssen.

Zusammenstellung der Gewichtsprocente und Molekularwerte der neuen Gesteinsanalysen

	A	B	C	D	E	G	H
SiO ₂	53,15	55,90	56,80	65,00	66,95	65,09	60,56
Al ₂ O ₃	14,32	16,20	15,44	14,84	14,17	15,43	14,82
Fe ₂ O ₃	2,05	1,64	1,81	2,22	1,30	1,95	11,67
FeO	5,57	4,22	3,87	2,44	4,02	1,96	0,87
MnO	0,10	0,05	0,06	0,04	0,06	0,03	0,01
MgO	7,47	3,36	2,33	1,94	2,20	1,55	0,37
CaO	7,53	5,19	5,61	2,37	1,80	3,31	1,02
Na ₂ O	3,54	4,56	3,69	3,94	2,63	3,50	8,30
K ₂ O	1,35	2,54	2,42	2,27	4,24	3,69	0,07
+H ₂ O	3,12	2,68	3,61	3,10	1,27	2,30	0,89
-H ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
CO ₂	0,38	2,65	3,46	1,31	0,36	0,40	0,00
P ₂ O ₅	0,18	0,27	0,25	0,17	0,26	0,27	0,27
TiO ₂	1,23	0,85	0,70	0,55	0,84	0,59	1,20
	100,02	100,11	100,05	100,19	100,10	100,07	100,07

Analytiker: J. JAKOB.

Unvollständige Analyse F

Unlöslich	23,22 Gew.-%
FeO	4,84 "
MgO	22,86 "
CaO	11,15 "
H ₂ O	1,39 "
CO ₂	36,67 "
	100,13 Gew.-%

Analytiker: J. JAKOB.

	A	B	C	D	E	G	H
si	139	181	201	281	288	274	218
al	22	31	32	38	36	38	31
fm	46	31½	29	28½	33	23	36
c	21	18	21	11	8½	15	4
alk	11	19½	18	22½	22½	24	29
k	0,20	0,27	0,30	0,27	0,51	0,41	0,01
mg	0,64	0,51	0,43	0,43	0,43	0,42	0,05
ti	2,5	2,1	1,9	1,8	2,7	2	3,2
co ₂	1,4	11½	17	8	2	2	0

A = intermediärer Gang, Piz Cavradi, Gotthardmassiv

B = intermediärer Gang, nördlich des Gipfels des Piz dil Maler, Gotthardmassiv

C = verschieferter intermediärer Gang, nördlich des Gipfels des Piz dil Maler (Garves da Nual), Gotthardmassiv

D = serizitisierter Gang, Westhang Piz dil Maler, Gotthardmassiv

- E = Biotit-Chlorit-Muskowitgneis, Las Puozas (südöstlich Oberalppasshöhe), Tavetscher Zwischenmassiv.
 F = Magnesit-Dolomitgestein, Ragisch, Tavetscher Zwischenmassiv
 G = mylonitisierter Granodiorit, Valtgeva (nördlich Sedrun), Aarmassiv
 H = Hämatit-Albitkeratophyr, ob Selva, Südrand des Tavetscher Zwischenmassivs.

Literaturverzeichnis

A. Schriften

1. E. AMBÜHL: Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 9 (1929), 265.
2. H. G. BACKLUND: Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Semlja. Report of the scient. results of the Norwegian Expedition to Nowaya Zemlya 1921, Nr. 45, Oslo 1930.
3. R. BAECHLIN: Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 17 (1937), 1.
4. E. B. BAILEY, G. W. GRABHAM: Albitization of basic plagioclase feldspars. Geol. Mag., Bd. 6 (1909), 250.
5. E. B. BAILEY und andere: Tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline and Orban. Mem. of the Geol. Surv. of Scotland. Edinburgh 1924.
6. T. F. W. BARTH, E. POSNJAK: The crystal structure of ilmenite. Z. f. Krist., Bd. 88 (1934), 265.
7. P. BEARTH: Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 12 (1932), 147.
8. R. BEDER: Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano. Diss. Univ. Zürich, 1909.
9. P. J. BEGER: Der Chemismus der Lamprophyre. In: P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Berlin, 1923.
10. W. N. BENSON: The geology and petrology of the great serpentine-belt of New South Wales, Part IV. Proc. of the Linnean Soc. of New South Wales, Bd. 40 (1915), 121.
11. G. BESKOW: Södra Storfjället im südlichen Lappland. Sver. Geol. Undersökn. Årsbok 21 (1927), Ser. C., No. 350 (1929).
12. H. BIAESCH: Morphologische Untersuchung am Hämatit, unter besonderer Berücksichtigung des Vorkommens vom Piz Cavradi (Tavetsch). Z. f. Krist., Bd. 70 (1929), 1.
13. F. G. H. BLYTH: The basic intrusive rocks of the cambrian inlier near Malvern. Quart. J. of the Geol. Soc. of London, Bd. 91 (1935), 463.
14. W. BRUECKNER: Über Carbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel, mit einigen allgemeinen Bemerkungen über das zentralmassivische Carbon. Eclogae geol. Helvet., Bd. 36 (1943), 36.
- 14a. — Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Eclogae geol. Helvet., Bd. 34 (1941), 117.
- 14b. C. BURRI: Zur Petrographie der Natronsyenite von Alter Pedroso (Provinz Alemtejo, Portugal) und ihrer basischen Differentiate. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 8 (1928), 374.

15. A. BUXTORF: Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels. *Eclogae geol. Helvet.*, Bd. 12 (1912), 176.
16. J. CADISCH: *Geologie der Schweizeralpen*. Zürich, 1934.
17. H. P. CORNELIUS: *Geologie der Err-Juliergruppe*. Beitr. geol. Karte der Schweiz. Neue Folge, 70. Lief., 1. Teil (1935).
18. R. A. DALY: *Igneous rocks and their origin*. New York, 1914.
19. H. DEWEY, J. S. FLETT: British pillow-lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag. Decade 5*, Bd. 8 (1911), 202 und 241.
20. E. DIEHL: Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 18 (1938), 214.
21. R. EICHENBERGER: Geologische und petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). *Eclogae geol. Helvet.*, Bd. 18 (1924), 451.
22. P. ESKOLA: Condition during the earliest geological times. *Ann. Acad. Sc. Fennica*, Ser. A., Bd. 34, No. 4 (1932).
23. P. ESKOLA, U. VUORISTO, K. RANKAMA: An experimental illustration of the spilite reaction. *Extrait des C. R. de la Soc. géol. de la Finlande*, Bd. 9 (1935).
24. H. FEHLMANN: *Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges*. Bern, 1919.
25. C. FRIEDLAENDER: Der Chloritoid vom Crestlianderstobel. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 9 (1929), 247.
26. — *Erzvorkommenisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine*. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Serie, Liefg. 16 (1930).
27. K. v. FRITSCH: Das Gotthardgebiet. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 15. Liefg. (1873).
28. P. GEIJER: Notes on albitization and the magnetite-syenite-porphyrries. *Geol. Fören. Förhandl.*, Bd. 38 (1916), 243.
29. *Geologischer Führer der Schweiz*. Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Gesellschaft. Basel, 1934.
30. J. GILLULY: Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem. *Amer. J. of Sc.*, Bd. 29 (1935), 225.
31. H. GOETZ: Beiträge zur Kenntnis der varistischen Gesteins- und Mineralprovinz im Lahn-Dillgebiet: 6. Die Keratophyre der Lahnmulde. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 49 (1937), 168.
32. U. GRUBENMANN: Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, 23. Liefg. (1919).
33. — Der Granat aus dem Maigelstal und seine Begleitmineralien. *Festschrift der Dozentenschaft der Universität Zürich*, 1914.
34. M. GYSIN: L'application des méthodes de Fédorow à l'identification d'un microcline non maclé. *C. R. des séances de la Soc. de phys. et d'histoire nat. de Genève*, Bd. 45, No. 1 (1928), 33.
35. ALB. HEIM: *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lief. 25 (1891).
36. — *Geologie der Schweiz*, Leipzig 1919—1921, Bd. II.
37. ARN. HEIM: Der Talkbergbau von Disentis in Graubünden. *Z. f. prakt. Geologie*, 26. Jahrg. (1918), Heft 1, 1.

38. H. HENTSCHEL: Die kalksilikatischen Bestandsmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 55 (1943), 1.
39. L. HEZNER: Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthards. *N. Jahrb. für Min. etc.*, B. Bd. 27 (1908), 157.
40. G. B. HOGENRAD: Über eine Eisenrose vom St. Gotthard. *Proc. Akad. Wetenschappen Amsterdam*, Bd. 11 (1903), 707.
41. H. M. HUBER: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 23 (1943), 72.
42. TH. HÜGI: Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 21 (1941), 1.
43. E. HUGI: Das Aarmassiv. In: *Geologischer Führer der Schweiz*. Basel, 1934.
44. J. JAKOB: Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. *Diss. Zürich*, 1913.
45. — Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. Berlin, 1928.
46. — Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. IV. Mitt.: Die nicht pegmatitischen Muskowite, I. Teil. *Z. f. Krist.*, Bd. 69 (1929), 511.
47. A. KNOPF: Ore deposits of Cedar Mountain Mineral County, Nevada. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 725-H (1921).
48. J. KOENIGSBERGER: Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. *Eclog. geol. Helvet.*, Bd. 10 (1909).
- 48a. — Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. Br. und Leipzig, 1910.
49. W. LEEMANN: Zur Landschaftskunde des Tavetsch. *Mitt. der Geogr.-Ethnogr. Ges. Zürich*, Bd. 29 (1928/29), 13.
50. E. LEHMANN: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar, 1941.
51. A. LOMBARD: Les Préalpes médianes entre la Risse et Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie). *Eclog. geol. Helvet.*, Bd. 33 (1940), 53.
52. M. LUGEON: Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Neue Folge, 30. Lief. (1914).
53. F. MACHATSCHKE: Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. *Mitt. der Geogr. Ethnogr. Ges. Zürich*, Bd. 27 und 28 (1926/28), 1.
54. L. MILCH: Beiträge zur Kenntnis des Verrukanos. *Habilit.-Schrift*, Leipzig, 1892.
55. J. NIEDERER: Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. *Diss. Bern*, 1932.
56. P. NIGGLI: Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordrande des Gotthardmassivs. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Neue Folge, 36. Lief., 1912.
57. P. NIGGLI und W. STAUB: Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Folge, 45. Lief. III, 1914.
58. P. NIGGLI: *Gesteins- und Mineralprovinzen*, Bd. I. Berlin, 1923.
59. — Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 9 (1929), 160.

60. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 14 (1930).
61. P. NIGGLI: Das Gotthardmassiv. In: Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. II, Basel, 1934.
62. — Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 15 (1935), 295.
63. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16 (1936), 295.
64. — Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16 (1936), 335.
65. — Das Magma und seine Produkte, I. Teil: Physikalisch-chemische Grundlagen. Leipzig, 1937.
66. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 18 (1938), 610.
67. — Tabellen zur Petrographie und zum Gesteinsbestimmen. Zürich, 1939.
68. P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER: Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel 1940.
69. P. NIGGLI: Gesteinschemismus und Mineralchemismus: II. Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23 (1943), 538.
70. J. OBERHOLZER: Geologie der Glarneralpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge, 28. Lief. (1933).
71. R. L. PARKER: Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Univ. Zürich, 1920.
- 71a. — Serpentin und Talk von Disentis-Surrhein. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd., 1 (1921), 7.
- 71b. — Turmalinführende Pyritgänge bei Disentis. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 4 (1924), 357.
72. R. v. PLANTA, A. SCHORTA: Raetisches Namenbuch, Bd. 1. Paris und Zürich-Leipzig, 1939.
73. E. POSNJAK, T. F. W. BARTH: Notes on some structures of the ilmenite type. Z. f. Krist., Bd. 88 (1934), 271.
74. F. DE QUERVAIN, C. FRIEDLAENDER: 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. zur Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 20 (1942).
75. P. RAMDOHR: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 . Neues Jb. für Min. etc., 54. Beil. Bd. Abt. A (1926), 320.
76. G. v. RATH: Mineralogische und geognostische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. Z. der deutsch. geol. Ges., Bd. 14 (1862), 369.
77. K. P. RODE: The geology of the Morcote Peninsula and the petrochemistry of the porphyry magma of Lugano. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 21 (1941), 194.
78. H. ROSENBUSCH, A. OSANN: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1923.
79. K. SCHLOSSMACHER: Keratophyre aus dem rechtsrheinischen Vordertaunus. Jb. der Preuss. Geol. Landesanst. zu Berlin, 1920.
80. C. SCHMIDT: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, Petrographischer Anhang. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lief. 25 (1891).

81. W. J. SCHROEDER: La brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. Diss. Genève, 1939.
82. R. SONDER: Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusion im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 1 (1921), 323.
83. J. SPICHER: Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isonne (südliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 20 (1940), 17.
84. F. M. STAPFF: Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels. Zürich, 1880.
85. R. STAUB: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden; V: Deutung der Urserenmulde. Eclogae geol. Helvet., Bd. 31 (1938), 351.
86. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer; II: Der Deckenbau der Westalpen. Vierteljahrsschr. der Nat.forsch. Ges. Zürich, Jg. 77, Heft 1/2 (1942), 2.
87. V. STREIFF: Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden). Diss. Univ. Zürich, 1939.
88. G. STUDER: Panorama vom Piz del Maler, 2793 m; Lithographie. Jb. des Schweizer Alpenclub, Jg. 8 (1872—1873), artistische Beilagen.
89. A. H. STUTZ: Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 20 (1940), 117.
90. N. SUNDIUS: Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets. Vetenskapliga och praktiska Undersötningar i Lappland, Uppsala (1915), 17.
91. — On the spilitic rocks. Geol. Mag., Bd. 67 (1930), 1.
92. P. TERMIER: Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. Bull. Soc. Géol. France, Bd. 26 (1898), 165.
93. H. H. THOMAS: The Skomer volcanic series (Pembrokeshire). The Quart. J. of the geol. Soc. of London, Bd. 67 (1911), 175.
94. S. I. TOMKEIEFF, C. E. MARSHALL: The Killough-Ardglass dyke swarm. The Quart. J. of the Geol. Soc. of London, Bd. 96 (1940), 321.
95. E. TROEGER: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, ein Nomenklaturkompendium. Berlin, 1934.
96. — Eruptivgesteinsnamen, 1. Nachtrag. Fortschr. der Min. etc., Bd. 23 (1938), 41.
97. H. VÄYRYNEN: Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammivittunturi in Petsamo. Bull. de Comm. Géol. de Finlande, Nr. 116 (1938).
98. M. VUAGNAT: Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23 (1943), 353.
99. H. S. WANG: Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 19 (1939), 21.
100. L. WEHRLI: Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 6. Lief. (1896).
101. A. K. WELLS: The nomenclature of the spilitic rocks, Part I: The keratophyric rocks. Geol. Mag., Bd. 59 (1922), 346.
102. — The nomenclature of the spilitic rocks, Part II: The problem of the spilites. Bd. 60 (1923), 62.

103. R. U. WINTERHALTER: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 10 (1930), 38.
 104. — Der Verrucano der Schweizeralpen. Verh. der schweiz. Natf. Ges. 123. Session (1943), 212.
 105. W. H. ZACHARIASEN: Untersuchungen über die Kristallstruktur von Sesquioxiden und Verbindungen ABO_3 . Oslo, 1928.

Wichtige Literatur über die Kluftminerale des Untersuchungsgebietes

Auszug aus dem Literaturverzeichnis in „Die Mineralien der Schweizeralpen“ von P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER, Basel, 1940. Für die genauere Zitierung siehe dieses Werk.

K. BAUER	1933	F. HESSENBERG	1863	R. L. PARKER	1934
H. BAUMHAUER	1906		1864	G. v. RATH	1861a
	1907a		1875		1861b
F. BECKE	1889	A. KENNGOTT	1866a		1862
H. BIAESCH	1929		1880		1875
H. L. BOWMAN	1900	J. KOENIGSBERGER	1910	G. SELIGMANN	1882c
K. BUSZ	1877		1912		1883
H. BUTTGEBACH	1930		1917—1919	A. STRENG	1876
L. CAHN	1919		1925a	C. O. TRECHMANN	1876
G. CESARO	1907	A. LEUZE	1887	C. VIOLA	1908
A. COSSA	1879	G. MELCZER	1903	O. VOLGER	1854
V. GOLDSCHMIDT-		O. MUEGGE	1903	L. WEBER	1922a
R. SCHROEDER	1919—1924	L. OBERFOELL	1931		1923b
P. GROTH	1878	R. L. PARKER	1923	D. F. WISER	1838—1872
F. HESSENBERG	1860		1933	F. ZYNDEL	1910

Nach 1940 erschienen:

- E. BUGMANN: Die Mineraliensammlung des Institutes Theresianum in Ingenbohl. Diss. Freiburg 1941 (in: Ber. der Schwyz. Natf. Ges., 3. Heft, 1938/40).
 R. L. PARKER: Daten zur Kristallographie des schweizerischen Adulars. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22 (1942), 271.

B. Karten und Profile

- I. K. v. FRITSCH: Geognostische Karte des St. Gotthard 1:50 000, Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 6a.
 II. ALB. HEIM, C. SCHMIDT: Geologische Karte der Schweiz, 1:500 000, Bern, 1894, revidiert 1911.
 III. ALB. HEIM: Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XIV, 1885.
 IV. J. KOENIGSBERGER: Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000. Freiburg i. Br. und Leipzig, 1910.
 V. P. NIGGLI: Geologische Kartenskizze des Nordrandes des Gotthardmassivs von Truns bis zum Oberalppass. 1:150 000. In: Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Neue Folge, 36. Lief. (1912), 8.

- VI. — Geologische Kartenskizze zwischen St. Gotthard und Lukmanier, 1:50 000, 1921, nicht veröffentlicht.
- VII. F. WEBER: Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1:50 000, 1922 (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 100 A) und Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintal-Gebiet, 1922 (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte No. 100 B).
- VIII. — Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000, 1922 (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 101 A) und Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv (Spezialkarte 101 B).
- IX. W. FEHR: Geologische Karte der Urserenzone, 3:100 000, 1926. (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte 110).
- X. E. AMBÜHL: Geologische Übersichtskarte des zentralen Gotthardmassivs, 1929, in (1).
- XI. R. U. WINTERHALTER: Geologische Kartenskizze des Gotthardmassivs, 1930, in (103).
- XII. — Geologische Profile durch das Gotthardmassiv, 1930, in (103).
- XIII. — Geologische Kartenskizze der Medelsergruppe, 1:50 000, 1930, in (103).
- XIV. J. NIEDERER: Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gebietes zwischen Val Clavaniev und Val Milar, 1:50 000, in (55), mit Profilen.
- XV. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN: Geotechnische Karte der Schweiz, 1:200 000, Blatt IV, mit Erläuterungen, 1938.
- XVI. H. M. HUBER: Geologische Kartenskizze des südöstlichen Gotthardmassivs, 1:25 000, 1943, in (41).

C. Topographische Unterlagen

- a) Dufourkarte 1:100 000, Blatt XIV.
- b) T. A. der Schweiz (Siegfriedatlas): Blätter 411 (Six Madun), 407 (Amsteg), 408 (Truns), 412 (Greina). Überdruckblatt: Oberalp.
- c) Unveröffentlichte photogrammetrische Karten der Eidgenössischen Landestopographie 1:25 000.

Tafel I



Fig. 1

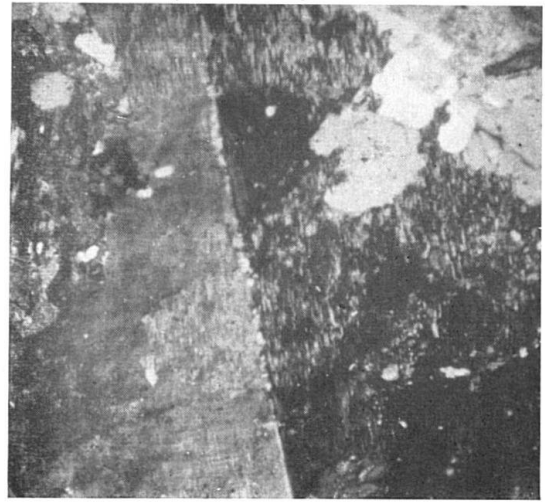


Fig. 2

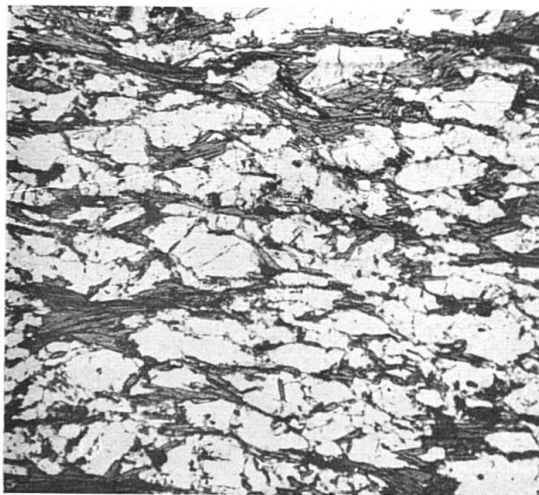


Fig. 3

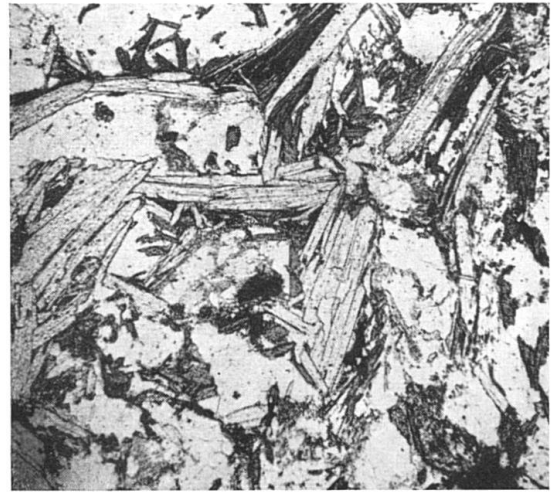


Fig. 4

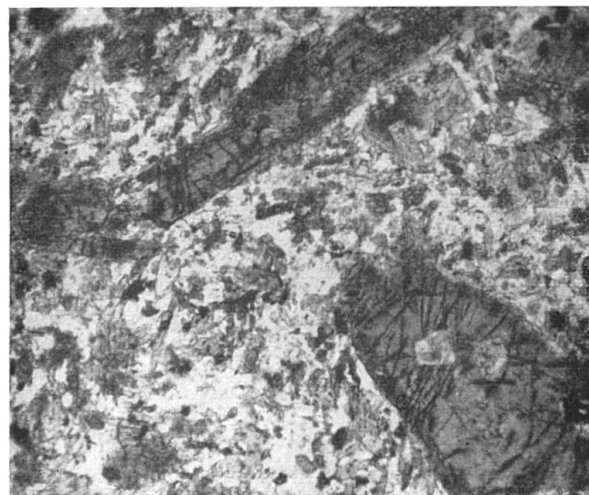


Fig. 5

Leere Seite
Blank page
Page vide

Tafel II

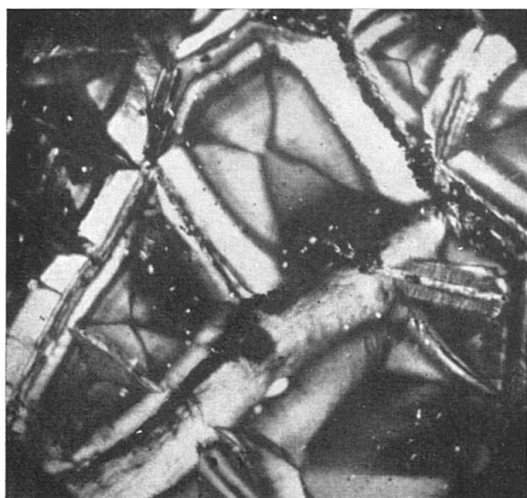


Fig. 1

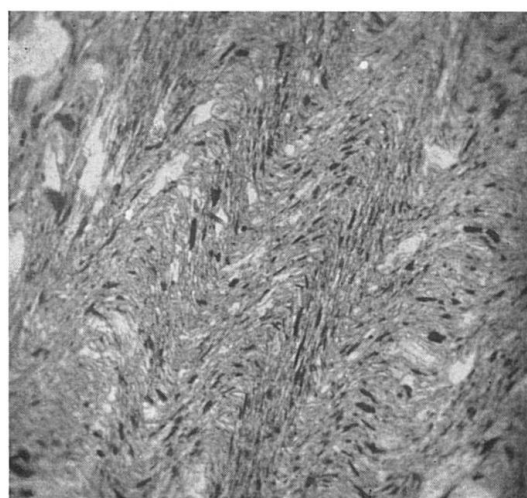


Fig. 2



Fig. 3

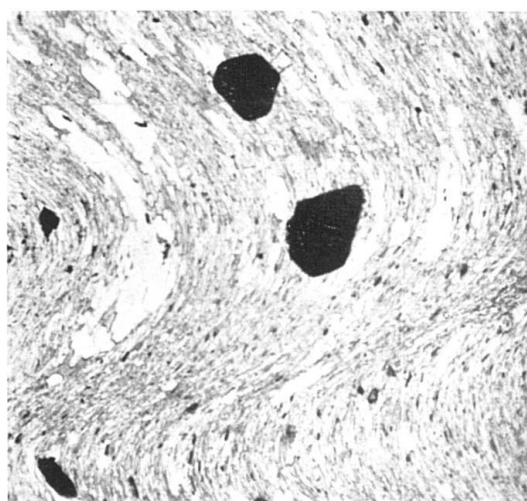


Fig. 4

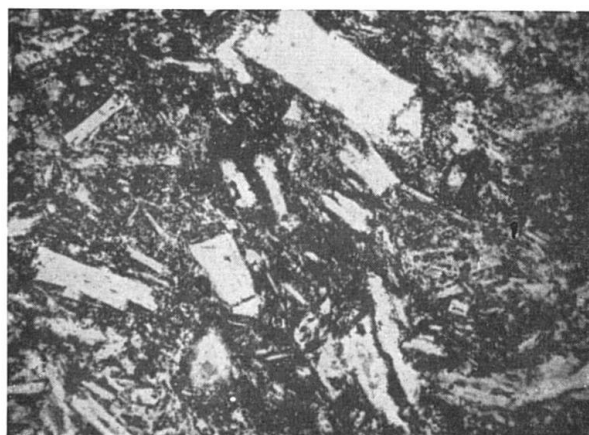
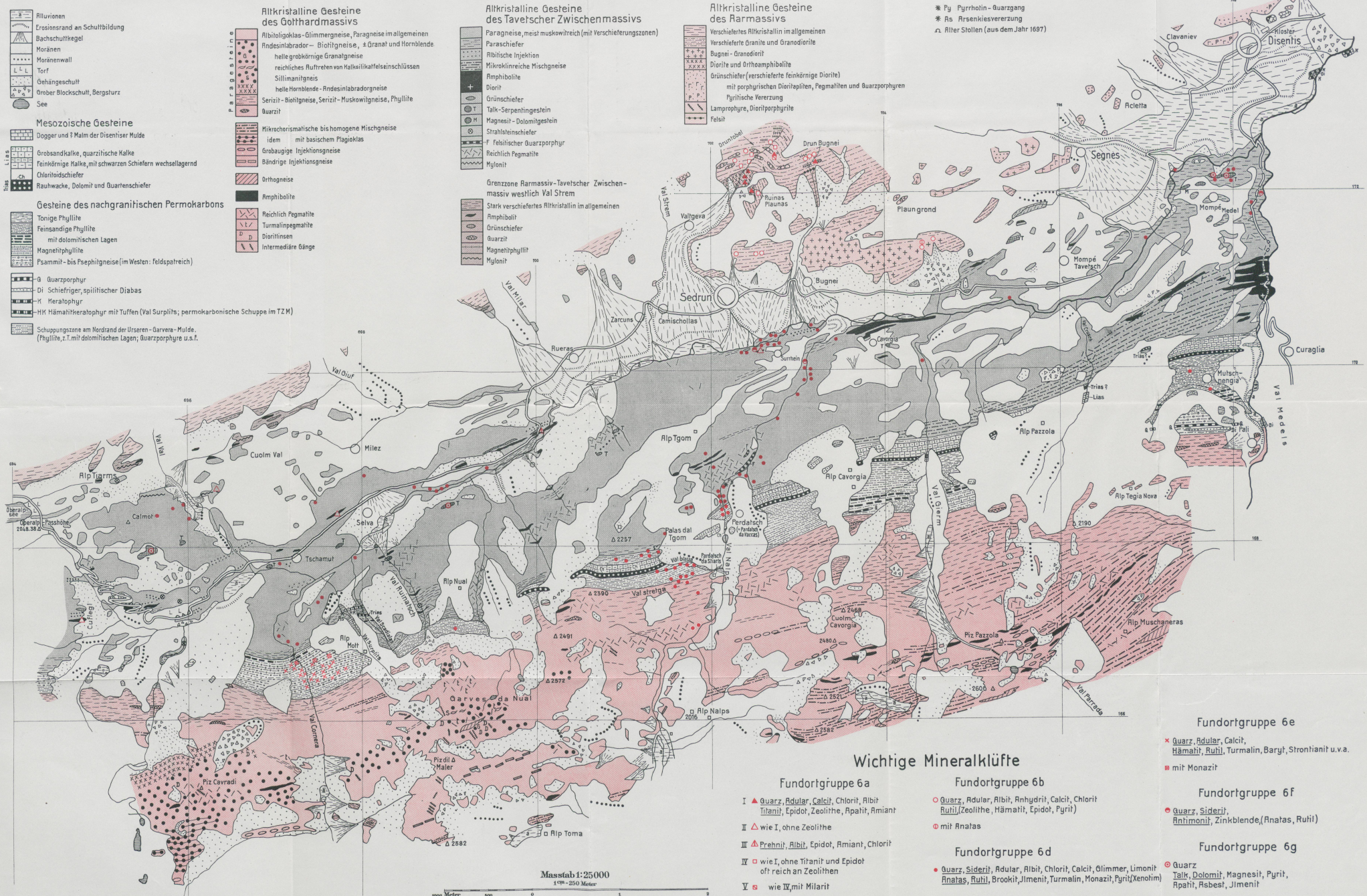


Fig. 5

Leere Seite
Blank page
Page vide

PETROGRAPHISCH - MINERALOGISCHE KARTENSKIZZE DISENTIS - OBERALP 1:25000

aufgenommen in den Jahren 1940-43 von Ernst Niggli



Leere Seite
Blank page
Page vide

Legende zu den Phototafeln

Tafel I.

- Fig. 1. Idiomorpher, zersetzter Plagioklas mit neugebildetem, unzersetztem Albitrand (weiss), in Na-Kaliumfeldspat. Bugnei-Granodiorit, Bugnei. \perp Nicols, lineare Vergrösserung ca. 77:1.
- Fig. 2. Na-Kaliumfeldspat, in Albitisierung begriffen (Schachbrettalbit). Bugnei-Granodiorit, Bugnei. \perp Nicols, lineare Vergrösserung ca. 50:1.
- Fig. 3. Biotit-Andesingneis. Straffe Kristallisationsschieferung. Gotthardmassiv, Piz Cavradi. Lineare Vergrösserung ca. 18½:1.
- Fig. 4. Muskowitgneis. Keine deutliche Paralleltexur. Tavetscher Zwischenmassiv, Las Puozas (Oberalppasstrasse). Lineare Vergrösserung ca. 17:1. Von diesem Gestein stammt Analyse E.
- Fig. 5. Hornblendeporphyr. Piz Cavradi, Gotthardmassiv. Lineare Vergrösserung ca. 44:1. Vom gleichen Gestein stammt Analyse A.

Tafel II.

- Fig. 1. Serpentin mit Maschenstruktur. Mompé Medel, Tavetscher Zwischenmassiv. \perp Nicols, lineare Vergrösserung ca. 77:1.
- Fig. 2. Serizitchloritphyllit, gefältelt. Permokarbon, Perdatsch. Lineare Vergrösserung ca. 34:1.
- Fig. 3. Verschiefter Granodiorit, in der Mitte größeres, zersetztes, relik-tisches Plagioklaskorn (in Dunkelstellung). Südlich Valtgèva. \perp Nicols, lineare Vergrösserung ca. 44:1. Von diesem Gestein stammt Analyse G.
- Fig. 4. Magnetit-Albitphyllit, in der Mitte zwei Magnetit-Porphyroblasten. Permokarbon, Val Gierm. Vergrösserung ca. 30:1.
- Fig. 5. Hämatit-Keratophyr; weiss: Albit-Leisten, schwarz: Hämatit. Ob Selva, Südrand des Tavetscher Zwischenmassivs. Vergrösserung ca. 48:1. Von diesem Gestein stammt Analyse H.

Fig. 5 der Tafel I und Fig. 2—4 der Tafel II sind Aufnahmen von F. STORIST.