

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

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

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

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

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla
Commissione Geologica Svizzera
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)

Neue Folge, 135. Lieferung

Des ganzen Werkes 165. Lieferung

Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia- Pizzo Forno-Gebirgsgruppe

Mit 28 Textfiguren und 4 Tafeln

Von

Franz Keller

Basel

BERN

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG, Geographischer Verlag, Bern

1968

Druck Stämpfli & Cie, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Frühjahr 1967 hat Herr Dr. F. Keller das Manuskript seiner Dissertation «Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia–Pizzo Forno-Gebirgsgruppe» der Geologischen Kommission eingereicht mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Die reichillustrierte Dissertation befasst sich vorwiegend mit der petrographischen Beschreibung der verschiedenartigen Gneiss- und Glimmerschiefer-Typen der Campo Tencia-Masse. Die gesteinsbildenden Mineralien der Gneisse und Schiefer, ferner eine Charakterisierung der vermutlich durch metamorphe Differentiation entstandenen Quarz-Feldspat-Knauer und Untersuchungen über Mineralparagenesen, Chemismus und Metamorphose sind in je einem Kapitel berücksichtigt. Strukturelle und tektonische Betrachtungen beschliessen die Arbeit.

Der Dissertation von Herrn Keller, der ein reiches Beobachtungsmaterial zu verwerten wusste, liegt eine detaillierte geologisch-petrographische Kartierung zugrunde. Diese wird dereinst für die Erstellung von Atlasblatt 1272 P. Campo Tencia Verwendung finden. Nach Abschluss der Studien hat der Autor auch weiterhin im Auftrage der Geologischen Kommission auf diesem Kartenblatt kartiert.

Die Schweizerische Geologische Kommission hat in ihrer Sitzung vom 4. März 1967 beschlossen, diese Arbeit in die Beitragsreihe aufzunehmen. Der Autor wird an die Druckkosten seiner Dissertation einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit ist im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel deponiert.

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

Basel, im März 1968.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Vorwort des Verfassers

Die Feldarbeiten für diese, von Prof. E. Wenk vorgeschlagene, Dissertation wurden, nach ersten Begehungen im Spätsommer 1962, in den Sommern 1963 und 1964 durchgeführt und im Mai 1965 abgeschlossen.

Da Prof. E. Wenk das südlich anschliessende Verzascatal aufgenommen hat, F. Bianconi im Norden das Mesozoikum von Campolungo bearbeitet und ich seit 1966 das westlich anschliessende Gebiet kartiere (im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission), ist zu hoffen, dass in den nächsten Jahren das Blatt «Campo Tencia» des Geologischen Atlas gedruckt werden kann.

Bei der Auswertung wurden neben der Aufnahme des petrographischen und strukturellen Inventars die folgenden Probleme etwas eingehender studiert: Paragonit-Muskovit, Disthen-Stauroolith-Vorkommen der Alpe Sponda sowie die Genese und Petrologie der Paragesteine.

Meinen verehrten Lehrern, den Herren Prof. P. Bearth und Prof. E. Wenk, danke ich herzlich für die Einführung in die Probleme und die Problematik der Petrographie und Petrologie sowie für ihre Hilfe bei der Ausarbeitung der vorliegenden Dissertation.

All jenen, die mir in irgendeiner Form geholfen haben, möchte ich danken, im besonderen:

- Herrn Prof. H. Schwander und seinem Team im geochemischen Labor für die zahlreichen Mineral- und Gesteinsanalysen und tatkräftige Unterstützung beim Versuch, Graphit spektralanalytisch nachzuweisen.
- Herrn Dr. R. Müller (CIBA Basel), der es mir ermöglichte, sein Röntgenlabor zu benutzen.
- Herrn Dr. V. Trommsdorff für die kritische Durchsicht des strukturellen Teils.
- Meinen Kollegen für ihre Diskussionsbeiträge, wobei mich Herr Dr. H. Wieland zusätzlich noch zeichentechnisch beriet.
- Herrn F. Bianconi (ETH Zürich) für die Diskussion über die Randgebiete und die in seine Arbeit gewährte Einsicht.
- Herrn A. Schedler für die Übersetzung des «summary».
- Den Bewohnern der Alpen und Monti meines Arbeitsgebietes für ihre Gastfreundschaft.

Zuletzt, aber um so herzlicher, möchte ich meinen Eltern danken, die mir selbstlos das Studium ermöglichten und mich meine Studienrichtung frei wählen liessen.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3
Vorwort des Verfassers	4

I. Geologische Übersicht

1. Die lepontinische Gneissregion	7
2. Die Campo Tencia-Pizzo Forno-Gebirgsgruppe	7
3. Bisherige Bearbeiter des kartierten Gebietes	9
4. Morphologie und Quartär	9

II. Petrographischer Teil

A. Alkalifeldspatgneisse	11
1. Leventina-Gneiss	11
2. Grenzzone zwischen Leventina-Gneisskörper und Campo Tencia-Masse	13
3. Augengneisse der Verzasca	14
4. Ganna-Gneiss	15
5. Übrige Vorkommen von Alkalifeldspatgneissen	18
6. Zusammenfassung	19
B. Gesteine mit Hornblende	20
1. Gebänderte Amphibolite am Rande der Augengneisse der Verzasca	20
2. Hornblendeführende, plagioklasreiche Biotitgneisse des Val Chironico	21
3. Übrige Vorkommen von Amphiboliten und Hornblendegneissen	21
4. Der karbonatführende Biotitschieferzug westlich des P. Crozina	22
C. Paragneisse und Glimmerschiefer der Campo Tencia-Masse	22
1. Feinkörnige Zweiglimmer-Plagioklasgneisse und Biotit-Plagioklasgneisse	23
a) Zweiglimmer-Plagioklasgneisse	24
b) Biotit-Plagioklasgneisse	25
c) Knotengneisse	25
d) Graphithaltige Gesteine	26
e) Gebänderte Gneisse	27
f) Kalksilikatknauer	28
2. Glimmerschiefer	28

III. Gesteinsbildende Mineralien der Campo Tencia-Masse

1. Quarz	32
2. Plagioklas	32
3. Muskovit-Paragonit	33
a) Röntgenographische Untersuchungen	33
b) Chemische Analysen	35
4. Graphit	36
5. Biotit	37
6. Chlorite, Chloritisierung	37
7. Staurolith	38
8. Disthen	39
9. Granat	39
10. Akzessorien	40

IV. Quarz-Feldspat-Knauer und Klüfte

A. Beschreibender Teil	41
1. Auftreten und Mineralbestand der Knauer	41
2. Aufbau der Knauer	43
3. Quarz-Feldspat-Knauer mit Andalusit und Disthen	44

	Seite
4. Staurolith-Disthen-Hellglimmerparagenese des A.Sponda-P.Forno-Gebietes	45
5. Disthen als Kluftmineral	46
6. Al_2SiO_5 -Modifikationen	46
7. Knauer und Klüfte	47
8. Hydrothermale Hornblende-Mobilisate	47
B. Zur Genese der Knauer	48

V. Mineralparagenesen, Chemismus und Metamorphose

1. ANK-Diagramm	51
2. ACF-Diagramm	52
3. AKFM-Tetraeder	52
4. Spurenelemente	54
5. Charakter der Sedimente, sedimentäre Fazies	54
6. Metamorphose	56

VI. Strukturen und Tektonik

1. Strukturen im Handstück- bis Aufschlussbereich (mesoskopischer Bereich)	57
a) Lineationen	57
b) s-Flächen	57
c) Falten	58
d) Klüfte	59
2. Strukturen im mikroskopischen Bereich	59
3. Verlauf der Strukturelemente im makroskopischen Bereich	61
4. Die Antiform von Lareccio	61
5. Das Schlingengebiet westlich des Lago Morghirolo	63
6. Innerer Aufbau der Campo Tencia-Masse	64
Zusammenfassung	65
Summary	66
Literaturverzeichnis	68

I. Geologische Übersicht

1. Die lepontinische Gneissregion

Literatur: H. U. BAMBAUER et al. (1962), P. BEARTH (1956, 1958, 1962), E. JÄGER et al. (1961, 1965), E. NIGGLI (1960, 1965), V. TROMMSDORFF (1966), E. WENK (1948, 1953, 1955, 1956, 1962a, 1962b).

Die lepontinische Gneissregion bildet nach E. WENK in bezug auf das alpin entstandene planare und lineare Parallelgefüge eine geschlossene Einheit. Sie hebt sich mit ihren Schlingenstrukturen, parautochthonen Gewölben und ausgestülpten überlappenden Kerngneissen als Bestandteil des mobileren Unterbaus deutlich von den übrigen, dem Oberbau angehörenden Einheiten der Schweizer Alpen ab.

Die Arbeiten der oben zitierten Autoren haben betreffend die Metamorphose folgendes ergeben: Aus einem Gebiet mit regionaler Epi-Metamorphose, deren Isograden mehr oder weniger parallel zum Streichen des Alpenbogens verlaufen, hebt sich die lepontinische Gneissregion als stärker metamorphes Gebiet heraus. In ihr verlaufen die Isograden schief zu den tektonischen Einheiten. Die syn- bis postkinematische lepontinische Regionalmetamorphose wird durch die Staurolith- und Disthenzone begrenzt und hat den Südrand des Gotthardmassivs noch erfasst. Innerhalb dieser Zone kann ein hochmetamorpher Wärmedom ausgeschieden werden – mit Hilfe der An-Gehalte der Plagioklase in kalzitführenden Paragenesen und durch Abgrenzung einer Sillimanitzone. Diese Wärmebeule umfasst Gesteine mit alpiner Granitisation und Anatexis, zu ihr gehören Teile der sogenannten Wurzelzone und der nördlich daran anschliessenden Gebiete.

E. JÄGER erhielt auf Grund von Rb-Sr-Isotopenbestimmungen an Glimmern Biotitalter ≥ 16 Millionen Jahre und Muskovitalter von etwa 21 Millionen Jahren an. Da diese Alter als Abkühlungsalter interpretiert werden, ist die Metamorphose etwas älter.

Geologisch hat H. PREISWERK (1918, 1934) folgende drei Typen metamorpher Gesteinsserien unterschieden:

- metamorphes Mesozoikum
- Hüllgneisse (hauptsächlich Paragneisse)
- Kerngneisse (granitische Gneisse)

Das im nächsten Kapitel näher umschriebene Arbeitsgebiet liegt im nordöstlichen Teil der lepontinischen Gneissregion und umfasst hauptsächlich «Hüllgneisse».

2. Die Campo Tencia-Pizzo Forno-Gebirgsgruppe

Fig. 1 zeigt die nähere Umgebung des untersuchten Gebietes, das im lepontinischen Gneisskomplex liegt, und zwar etwa 10 km südlich vom Südrand des E-W streichenden Gotthardmassivs.

Die westliche Gebietsgrenze wird durch die Maggia-Querzone und mit ihr in Verbindung stehenden mesozoischen Gesteine gebildet. Im Osten finden wir den Leventina-Gneiss als tektonisch tiefstes Element. Von Süden, dem Verzascatal, kommend, gelangen wir über die Augengneisskörper der Verzasca in unser Gebiet, an das im Norden die mesozoischen Gesteine der Campolungo-Mulde anschliessen.

Das oft steilstehende Kristallin hängt schlingenartig zusammen. Weit unter das Kristallin greifendes Mesozoikum fehlt. Deshalb wird in dieser Arbeit für die kartierten Hüllgesteine nicht der Begriff «Decke» oder «Lappen», sondern die neutralere Bezeichnung «*Campo Tencia-Masse*» verwendet. Sie setzt sich aus feinkörnigen Zweiglimmer-Oligoklasgneissen und Glimmerschiefern zusammen. Zu ihr gehört auch der Ganna-Gneiss.

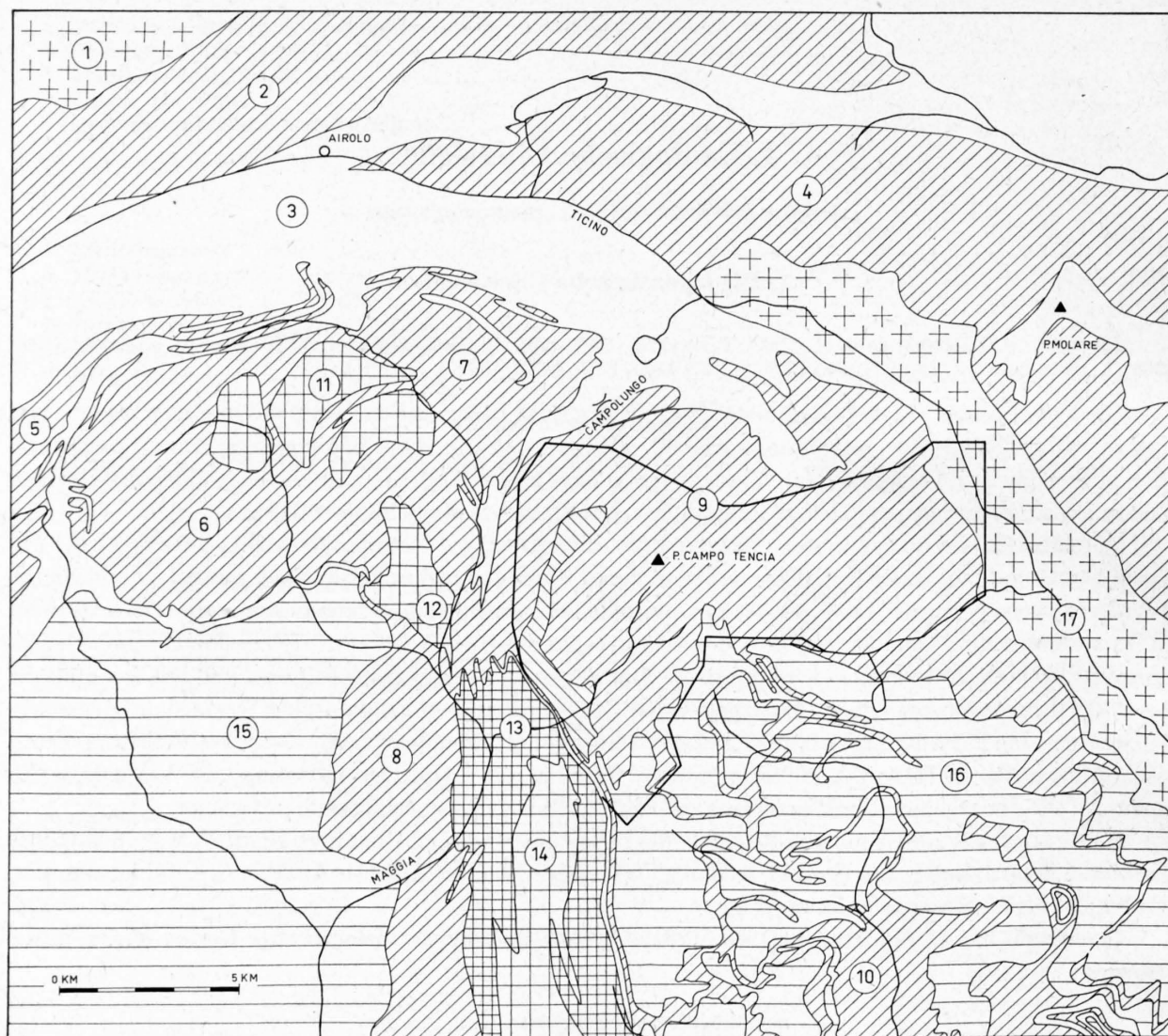


Fig. 1: Geologische Übersichtskarte der Umgebung der Campo Tencia-Masse (kartiertes Gebiet = fettumrandet).

- ① Granitische Gesteine des Gotthardmassivs
- ② Südliche Schieferhülle des Gotthardmassivs
- ③ Metamorphe mesozoische Gesteine (Trias und Jura)

«Hüllgneisse»

- ④ Lucomagno-Decke
- ⑤ Lebendun
- ⑥ Maggia-Lappen
- ⑦ Sambuco-Teillappen
- ⑧ Maggia-Querzone
- ⑨ Campo Tencia-Masse
- ⑩ Hüllgneisse des Verzascatal

«Kerngneisse»

- ⑪ Matorello-Gneiss
- ⑫ Alpigia-Gneiss
- ⑬ Ruscada-Gneiss und Bänder-Migmatite
- ⑭ Cocco-Gneiss
- ⑮ Antigorio-Gneiss
- ⑯ Granitoide Gesteine des Verzascatal
- ⑰ Leventina-Gneiss

Zwischen dem Val Lavizzara (= oberer Teil des Maggiatales) und dem nördlichen Leventinatal baut die Campo Tencia-Pizzo Forno-Gebirgsgruppe die höchsten innertessinischen Erhebungen auf. Entwässert wird sie durch die folgenden vier Nebental-Systeme:

- Val Piumogna (im Norden)
- Valle di Chironico (im Südosten)
- Valle di Prato (im Südwesten)
- mehrere kleine Täler am linken Hang des obersten Val Lavizzara

Topographische Grundlage der Feldaufnahmen war eine Vergrößerung der «Landeskarte der Schweiz»; Massstab 1:50 000; Blatt 266 (Val Leventina).

3. Bisherige Bearbeiter des kartierten Gebietes

Eine ausführliche Besprechung der geologischen Erforschung der nördlichen Tessiner Alpen bis zum Jahre 1934 findet sich, mit den entsprechenden Literaturhinweisen, bei E. KÜNDIG (1934). Hier soll lediglich erwähnt werden, dass der östliche Teil des Gebietes von STAPFF (1881, 1882), KLEMM (1904–1907) und KÖNIGSBERGER (1908) begangen wurde. H. PREISWERK (1918, 1934) kartierte als Einziger das ganze Gebiet. Aus seinen Feldbüchern geht hervor, dass er sich vor allem auf die Grenze gegen das Mesozoikum konzentrierte (Campolungo, Val Piumogna).

Die vier oben genannten Autoren waren an das Dogma der Vorherrschaft magmatischer Prozesse im Kristallin gebunden und versuchten, die Beobachtungen von diesem Standpunkt aus zu interpretieren. So werden feinkörnige meso- bis leukokrate Zweiglimmer-Oligoklasgneisse und Biotit-Oligoklasgneisse als Aplitgneisse oder Orthogneisse bezeichnet. Helle Gneisslagen, Quarz-Feldspatknauer und auch die Staurolith-Disthen-Paragonit-Stufen wurden als granitische Injektionen und Pegmatite (KLEMM 1907, p. 6) aufgefasst. Bei PREISWERK zeichnet sich bereits eine Wandlung ab, indem er in Notizen das Wort Orthogneiss durch Paragneiss ersetzte.

Der unterschiedlichen Auffassung über die Genese der Gneisse ist es zuzuschreiben, dass das Orthogneisslager des Pizzo Forno auf meiner Karte nicht mehr als solches zu finden ist. Es wurde von PREISWERK auf der Karte unter Eruptivgesteinen aufgeführt und im Text als mikrogranitisch beschrieben.

Nach 1918 fanden in unserem Gebiet keine regionalen petrographischen Bearbeitungen mehr statt. Neuere Arbeiten berühren das Gebiet randlich: KÜNDIG (in P. NIGGLI et al. 1936 und in PREISWERK et al. 1934), BUCHMANN (1953) und TROMMSDORFF (1964) im Val Pertusio – HASLER (1949) und BIANCONI (in Bearbeitung) im Norden und Nordosten und schliesslich GRÜTTER (1931) und CASASOPRA (1939) im Osten (Leventina-Gneiss).

4. Morphologie und Quartär

Das Quartär wurde nicht eingehend untersucht, doch möchte ich einige im Verlauf der Untersuchung gemachte Beobachtungen erwähnen.

a) Morphologie

Bestimmend für die jetzigen Landschaftsformen sind das Gesteinsgefüge und die Vorgänge während der Glazialepoche. Die Verwitterung bildete vor allem die *mesoskopischen Gefüge* heraus (s-Flächen, Faltenachsen und Lineationen sowie hauptsächlich *ac*-Klüfte). Dies gilt speziell für die Kleinformen, aber auch topographische Grossformen sind weitgehend durch den Verlauf dieser Strukturelemente bedingt. Beim Betrachten von Flugaufnahmen fällt auf, dass sowohl die Nordseite des P. Forno wie auch die Wände westlich der Alpe Crozlina parallel zu *ac*-Klüften verlaufen (Tafel III). Wasserläufe folgen häufig *ac*-Kluftsystemen, hin und wieder auch der Gefügerichtung *b*. Besonders schön zeigen dies die Bäche der Vallone di Gribbio mit ihrem Zickzackverlauf.

Die verschiedenen Gesteinstypen verwittern ungleich. Die scheinbar mürben Glimmerschiefer können zackige Grate und resistente Rundhöcker bilden und bauen oft Überhänge auf. Die Grate, die aus feinkörnigen Gneissen bestehen, sind rund und stark verschuttet. Die Augengneisse der Verzasca zerfallen blockig, die schmalen Grate weisen markante Türme auf (P. di Soveltra, P. Piodisci, P. di Campioni). Ganna-Gneiss und Leventina-Gneiss bilden massige, für Granitkörper charakteristische Formen.

Im grossen gesehen, sind es aber die Glazialformen, respektive die von den Gletschern überarbeiteten fluviatilen Formen, die der Landschaft das heutige Gepräge gaben. Kare und Rundhöckerlandschaften treffen wir in den Hochtälern überall an. Der glaziale Formenschatz und die Verflachungssysteme sind von H. LAUTENSACH (1912) ausführlich beschrieben worden.

b) Quartär

Moränen: Ein grosses zusammenhängendes Moränengebiet bedeckt die Monti von Cala, Doro, Olina, Chiesso (Ces) und Gribbio. Cala verdankt seinen fruchtbaren Boden einer feinkörnigen Grundmoräne. PREISWERK hat einen Teil des Quartärs über Doro und Chiesso als Bergsturz ausgeschieden. Ich habe das gleiche aus folgenden Gründen als Moräne kartiert: Zwischen P. 2015 und P. 1866 stossen wir immer wieder auf anstehendes Gestein. Der Weg von Doro auf die Alp Elbei (P. 1963) verläuft auf seinem unteren Teil auf einem Moränenwall, der bereits auf der Karte deutlich zu erkennen ist. Östlich von P. 1866 liegen Geröllkomponenten, die nicht von der Campo Tencia-Masse stammen.

Schöne Moränenwälle befinden sich zwischen der Campo Tencia-Hütte und dem Lago Morghirolo. Sowohl in diesem Gebiet wie auch zwischen Cima la Motta und Passo Crozlina im Val Prato erkennt man mehrere Moränenstadien (Fig. 2a, b).

Schneehaldemoränen: Der Wall südwestlich des Lago Morghirolo dürfte seine Entstehung eher einer Schneehalde als einem eigentlichen Gletscher zu verdanken haben.

Gletscher: Der kleine und der grosse Crozlinagletscher ziehen sich stark zurück. Andere Gletscher sind verschwunden oder auf kleine Firnfelder zusammengeschrumpft (z. B. NW des P. Forno).

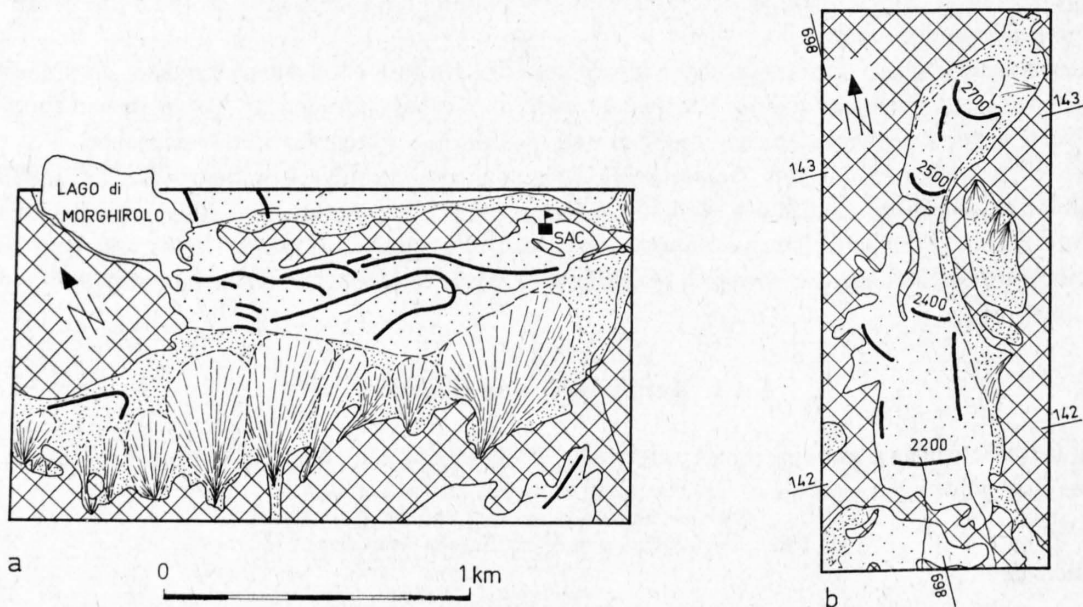


Fig. 2: Moränenwälle und Schuttkegel.

- a) Westlich der Alpe Crozlina (Lago Morghirolo–Campo Tencia-Hütte).
b) Im Tälchen zwischen Passo Crozlina und Cima la Motta (Val Prato).

Anstehendes	= quadratisches Netz
Gehängeschutt	= eng punktiert
Schuttkegel	= gestrichelt
Moränenwälle	= fett ausgezogen
Moräne	= weit punktiert

Sackungen und Hakenwerfen: Starke Sackungen können in den Steilhängen unterhalb Cala und Doro festgestellt werden.

Im westlichen Teil des Gebietes fallen die Schichten steil nach Osten ein. Die steilen Westhänge des Val Lavizzara weisen oft starkes Hakenwerfen auf. Am Hang westlich des P. di Ruscada knicken die steilstehenden *s*-Flächen des Ganna-Gneisses etwa hundert Meter unter dem Grat in eine flachere Lage. Der ganze Hang löst sich in aufeinandergetürmte Blöcke auf. Ein guter Teil des Bergsturzmaterials von Alpe Arena dürfte hier seine Quelle haben. Ebenfalls stark versackt ist die rechte Talseite des Val Pertusio. Auf und unterhalb der Alpe Sponda finden sich tief aufgerissene *ac*-Klüfte. Da *b* des Gefüges die Richtung des Hanggefälles hat, sind ganze Gesteinspakete entlang *ac* abgerissen und auf *s* gerutscht, ohne dass sie verstellt wurden.

II. Petrographischer Teil

A. Alkalifeldspatgneisse

1. Leventina-Gneiss

Bei Claro nördlich Bellinzona aufsteigend, dehnt er sich als schildförmiger Rücken bis Dazio Grande aus; über 35 km ständig dem Leventinatal folgend.

CASASOPRA (1939) hat ihn in einer Monographie ausgiebig beschrieben. Das nördliche, unser Gebiet berührende Drittel hat er allerdings nicht kartiert und deshalb in seinen Profilen die von PREISWERK zu hoch angesetzte Obergrenze des Leventina-Gneisses übernommen.

In meinem Gebiet können wir hauptsächlich zwei Varietäten unterscheiden:

1. Einen fast massigen, porphyrtigen Gneiss mit nicht idiomorphen, oft verzwilligten Kalifeldspäten (Typ III CASASOPRAS: «Var. porfiroide massiccia» bis «Var. porfiroide scistoso-lenticolare»).

2. Einen lagig-lentikulären, oft gefalteten Gneiss (Typ VI CASASOPRAS: «Var. laminare-lenticolare parallela»).

Die beiden Varietäten unterscheiden sich zwar in Struktur und Aussehen vollständig, haben aber den gleichen Modalgehalt:

Alkalifeldspat	30–40 %
Plagioklas	25–35 %
Quarz	30–40 %
Biotit	etwa 5 %
Muskovit	3–5 %

Akzessorien: Myrmekit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Rutil, opakes Erz, Hämatit, Pyrit, Klinozoisit-Epidot¹⁾, Orthit¹⁾.

Hauptsächlich in den abgeschürften Teilen des lagig-lentikulären Typs, die sich in der Grenzzone finden, kann der Plagioklasgehalt etwas ansteigen und der Muskovitgehalt 20 % erreichen. Typisch für diese Zone ist, dass kleine Klinozoisit-Epidot- und Orthitkörner auftreten, die meist an durchgehende Glimmerzeilen gebunden sind. Zeilenbau ist neben der granoblastischen Struktur das hervorstechendste Merkmal des lagig-lentikulären Typs. Untergeordnet finden wir auch andere Typen, einen Augengneiss im Grenzbereich zwischen massig-porphyrartigem und lagig-lentikulärem Typ und einen feinkörnigen mesokraten Gneiss als Einschaltung im lentikulären Gneiss (an der Brücke vor Moaglio).

Im porphyrtigen Gneiss beobachtet man biotitreiche Schmitzen und Bänke.

Weil beide Hauptvarietäten den gleichen Modalbestand haben, können wir annehmen, dass sie aus einem ursprünglich einheitlichen Körper, einem porphyrischen Granit, hervorgegangen sind. Sie wurden alpin

¹⁾ Nur in den lagig-lentikulären Typen.

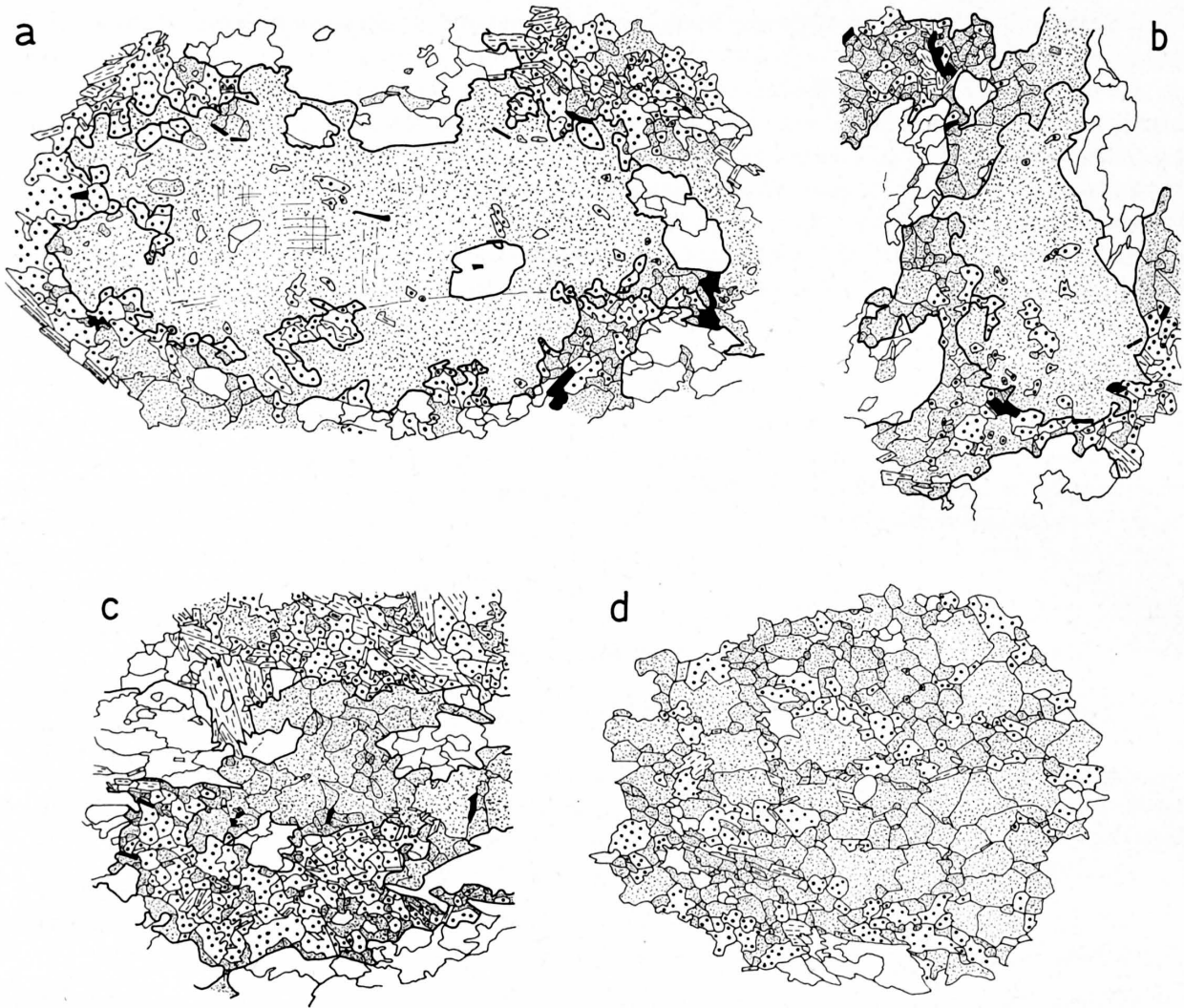


Fig. 3: Zunehmende Zertrümmerung von porphyrischen Alkalifeldspäten und Rekristallisation in granoblastischem Gefüge (Erklärung siehe Text). Vergr. 12mal.
Alkalifeldspat = fein punktiert; Plagioklas = grob punktiert; Quarz = weiss.

verschieden stark durchbewegt, und die dadurch entstandenen Unterschiede wurden durch die nachfolgende Um- und Rekristallisation nicht verwischt.

Da Alkalifeldspäte sich gegenüber Bewegung und Umkristallisation am resistantesten verhalten (BEARTH 1952, p. 13; WIELAND 1966), eignen sie sich am besten für die Beurteilung der Verhältnisse in Dünnschliffen.

In Fig. 3 sind in einer morphologischen Reihe verschiedene Stadien einer zunehmenden Zerstörung von grossen porphyrischen Alkalifeldspäten zu beobachten. Fig. 3d stellt den durch die alpine Metamorphose angestrebten Gleichgewichtszustand eines isometrischen und granoblastischen Gefüges dar. Dieses Beispiel stammt aus einem grobfläsigen Augengneiss mit monomikten bis polymikten Augen. Trotz der starken Durchbewegung zeigen auch die lagig-lentikulären Gneisse eine granoblastische Struktur.

Die Beispiele a–c stammen zwar aus dem gleichen Schliff, sind aber nicht einfach Schnitteffekte durch gleichartige Körner. Denn auch in geologischen Profilen vom zentralen Teil gegen den Rand hin kann man den gleichen Abbau respektive die zunehmende Deformation der porphyrischen Alkalifeldspäte beobachten.

Die porphyrischen Alkalifeldspäte sind also präkinematisch, und falls wir eine alpine präkinematische Metamorphose, die porphyrische Alkalifeldspäte erzeugte, ausschliessen können, auch präalpin. Auf voralpinen Alter des «Leventina-Granites» deuten auch an alpinen s-Flächen versetzte Aplite (SW von Calónico).

Diese für den nördlichen Teil des Leventina-Gneisses gemachten Beobachtungen schliessen eine alpine Palingenese im südlichen Teil nicht aus.

Zusammenfassung: Der Leventina-Gneiss entstand durch die von unten nach oben zunehmende Deformation eines porphyrischen Granits und eine postkinematische, abgesehen von reliktschen Alkalifeldspäten, vollständige Umkristallisation.

2. Grenzzone zwischen Leventina-Gneisskörper und Campo Tencia-Masse

Diese recht heterogene Zone enthält: Leventina-Gneisse, Amphibolite, feinkörnige graphithaltige Paragneisse, feinkörnige granatführende Paragneisse, Glimmerschiefer und verschieferte Gneisse.

Die Obergrenze des Leventina-Gneisskörpers wird von PREISWERK und CASASOPRA in ihren Karten um 200–400 m zu hoch eingezeichnet. Am genauesten ist in dieser Beziehung die Kartierung von STAPFF (1885). Die Grenze verläuft am westlichen Talhang auf etwa 1000–1100 m über Meer. Die Obergrenze der Grenzzone wurde durch die Obergrenze der ausgedehnten Leventina-Gneisslamelle gelegt, die im Val Chironico beginnt und sich durch den ganzen kartierten Anteil bis unterhalb Gribbio hinzieht (siehe Tafel I).

Diese mächtige Gneisslamelle mit lagig-lentikulärem Leventina-Gneiss wurde auf der geologischen Karte ausgeschieden, ebenso eine zweite schmalere, die sich von Raslum gegen Norden verfolgen lässt. Daneben finden wir zahlreiche kleinere Fetzen von Leventina-Gneiss in den verschieferten Paragneissen. Die interne Schieferung dieser dezimeter- bis metergrossen Linsen kann schief zur Umgrenzung und zum s des Nebengesteins verlaufen. Die Linsen sind tektonisch in ihre jetzige Umgebung gelangt.

Sowohl Mächtigkeit wie Inhalt der Grenzzone wechseln von Profil zu Profil. Von 100 m im Val Chironico schwillt die Mächtigkeit auf 250 m östlich von Gribbio an.

An der Strasse nach Gribbio ist vor Raslum eine tektonische Brekzie mit gerundeten Amphibolitknollen aufgeschlossen.

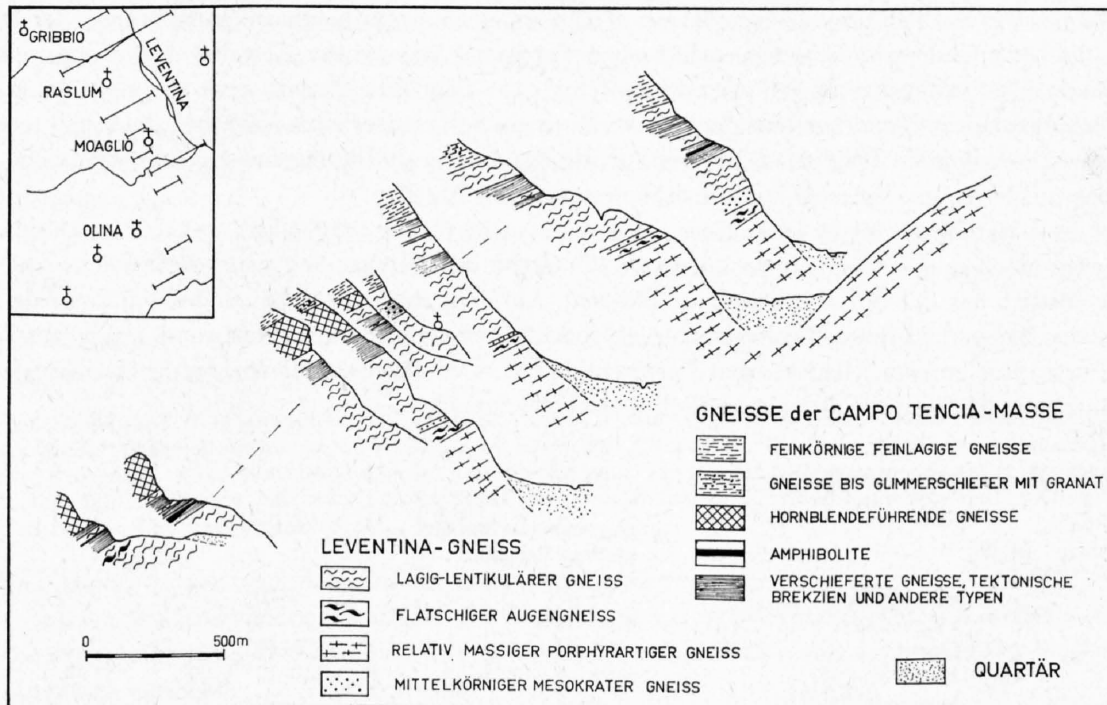


Fig.4: Querprofile (SW-NE) durch die Grenzzone zwischen Leventina-Gneiss und Campo Tencia-Masse.

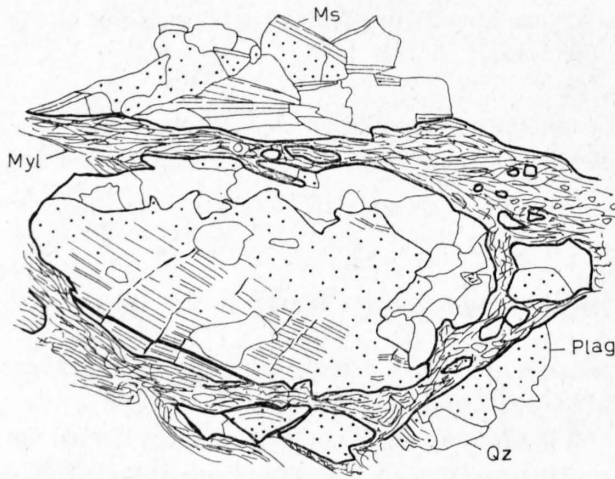


Fig. 5: Albit-Kataklase und Mylonitbahnen in den verschieferten Gneissen der Grenzzone (Vergr.: etwa 40mal).
Myl = Mylonit Plag = Plagioklas
Ms = Muskovit Qz = Quarz

Die Bewegung war in dieser Zone nicht nur besonders stark, sondern überdauerte auch die Kristallisation. Der Schliff von Fig. 5 stammt aus der oberen Leventina-Gneisslamelle nördlich von Raslum.

Neben schmalen, den Schliff durchziehenden Mylonitzonen treten eng polysynthetisch verzwilligte Plagioklase (Albit) auf. In manchen Individuen entstand diese Verzwilligung nur entlang den Mylonitzonen. Oft sind die Zwillingslamellen selbst noch schwach verbogen worden. Die undulös auslöschenden Muskovite sind gestaucht, verbogen und z. T. fast völlig zerstört.

3. Augengneisse der Verzasca

Da ich von diesen Gneisskörpern nur das unmittelbare Grenzgebiet kartierte, habe ich auf eine eingehendere Untersuchung verzichtet, um so mehr, als E. Wenk das südlich anschliessende Gebiet bearbeitet. Dort werden die Augengneisse zum vorherrschenden Gestein.

Kommen wir von der Campo Tencia-Masse, so folgt auf einen Amphibolitzug eine *Randfazies* der Augengneisse, die bedeutend mehr Glimmer enthält als der typische Augengneiss. Der nur als Nebengemengteil auftretende Alkalifeldspat füllt die Zwickel zwischen den Plagioklaskörnern oder erscheint in kleinen Gruppen polygonal aneinandergrenzender Körner. In einem Fall (südöstliches Val Campala) bildet er kleine orientierte Einschlüsse in Plagioklas. Typisch für die Randfazies sind unregelmässig verteilte, plagioklasreiche polymikte Augen. Einzelne Schriffe enthalten spärlich Kalzit.

Auf diese Randfazies folgen leukokrate Gneisse, die meist plattig ausgebildet sind und im Dünnschliff einen ausgesprochenen Kornzeilenbau aufweisen. Typische grobflaserige Augengneisse treten zurück (Val Lareccio; östlich des P. Piodisci in einzelnen Bänken). Auf dem Rücken südöstlich des Val Campala trifft man plattige Typen mit groben Biotitschuppen auf s. Am Fusse des P. Barone (Westwand) erscheinen leukokrate Gneisse mit grossen Alkalifeldspat-Porphyroblasten. Der überwiegend vorkommende plattige Typ erhält durch die Klüftung ein charakteristisches blockiges Aussehen.

Typische Modalgehalte (in Vol.-%):

	Augengneisse und deren plattige Varietäten	Randfazies
Alkalifeldspat	25-50	5-10
Plagioklas	etwa 30	30-40
Quarz	30-40	20-40
Biotit	etwa 5	10-20
Muskovit	2- 5	5-10

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Erz, Hämatit, Pyrit, Klinozoisit-Epidot, (Orthit, Granat, Rutil), (Kalzit: nur in der Randfazies).

Der Muskovitgehalt kann stärker schwanken, im untersten Gneisszug des Val Pertusio erreicht er 10%. Im Val Lareccio findet man schwach gelblich pleochroitische Glimmer (phlogopitisch). Der Biotit ist immer braun. In den Gneissen mit Kornzeilenbau hat der Alkalifeldspat innerhalb der monomineralischen Zeilen polygonale Umrisse und zeigt flaue Mikroklingitterung.

Die Randzone könnte man sich aus Paragneissen entstanden denken, in die von den Augengneissen her Alkalifeldspatmaterial zugeführt wurde. Für eine derartige Zufuhr spricht das fetzenartige Vorkommen des Alkalifeldspates in den Zwickeln der Plagioklaskörner sowie die orientierten Einschlüsse von Alkalifeldspat in Plagioklas, ein Phänomen, das wir auch in der Wurzelzone antreffen.

Im Grenzgrat zwischen Val Lareccio und Val Pertusio treten auch im Paragneiss jenseits des Amphibolitzuges Feldspataugen auf. In den feinkörnigen Paragneissen zwischen den beiden Alkalifeldspatgneiss-Zügen im Val Pertusio findet man ebenfalls Bänke mit Feldspataugen. In beiden Fällen kann man von einer Feldspatisierung des Nebengesteins sprechen, doch treten darin keine Grosskristalle auf (siehe H. H. READ 1957, p. 145). Die wenigen Beobachtungen reichen nicht aus, um Licht auf die Genese der eigentlichen Augengneisskörper zu werfen.

4. Ganna-Gneiss

Im Felde ist dieser schöne Gneiss dank seiner hellen Farbe leicht zu erkennen und vom Nebengestein abzugrenzen. Auffallend sind zerdrückte, häufig bläuliche Alkalifeldspataugen. Der Ganna-Gneiss ist immer mehr oder weniger verschiefert, wobei der Grad der Verschieferung von Bank zu Bank wechseln kann. Die flaserigen Flächen zwischen den einzelnen Bänken sind mit Muskovit belegt. Aus Distanz betrachtet, wirkt der Ganna-Gneiss massig.

Soweit er aufgeschlossen ist, bleibt der Ganna-Gneisskörper innerhalb der Campo Tencia-Masse und ist in deren Bau einbezogen. Allerdings hat er eine gewisse Eigengestalt bewahrt; nur so können wir uns seine grosse Breite im Gipfel des P. Ruscada und seine Verschmälerung nördlich davon erklären, in einem Gebiet, das 500 m tiefer liegt. Nördlich der A. del Lago schwillt er erneut an und keilt dann in der Westflanke des P. Ganna aus. Beim Lago Morghirolo taucht er nochmals inselartig auf. Seine Westgrenze verläuft zwischen A. del Lago und A. Ganna schief zum Streichen der s-Flächen. Der Ganna-Gneiss bildet einen geologischen Körper, der trotz der starken alpinen Durchbewegung Züge seiner ursprünglichen Gestalt bewahrt hat.

Abgesehen von der unterschiedlichen Verschieferung ist der Gneiss homogen. In den letzten paar Metern gegen seine Grenze enthält er oft etwas Granat. Irgendwelche Fremdeinschlüsse habe ich nicht angetroffen. Einzig am Südhang des P. Ruscada (Fussweg nach Croschel) treffen wir auf einen (linsenförmigen?) granatführenden Zweiglimmer-Plagioklasgneiss, der aber im Schlicfbild keinerlei Beeinflussung durch den Ganna-Gneiss zeigt.

Grenzen

Die Grenze des Ganna-Gneisses gegen die feinkörnigen Paragneisse ist scharf. Hie und da schalten sich Quarzlagen oder Quarzlinsen ein.

Vom Gipfel des P. Ruscada stammt ein Handstück, das den Kontakt enthält. Im Ganna-Gneiss verschwindet gegen den Kontakt hin der Alkalifeldspat bis auf kleine Körner am Rande von Quarzzeilen. Die Grenze gegen den granat- und chloritführenden Paragneiss bildet ein schmaler Streifen mit Oligoklas und Glimmer als Hauptgemengteilen. Der Muskovit wurde z. T. verbogen, zerdrückt und in ein Serizitgewirr aufgelöst. Neu bildeten sich kleine Körner von Klinozoisit-Epidot mit Orthit, Mineralien, die sonst im Ganna-Gneiss fehlen.

Unmittelbar an der Grenze fanden also noch postkristalline Bewegungen statt.

An seinem Nordende in der Westflanke des P. Ganna ist der Gneiss laminiert und mit dem Paragneiss fransenartig verschuppt. Etwa 50 m nördlich davon findet sich nochmals eine metermächtige langgezogene Linse aus stark verschiefertem Ganna-Gneiss.

Alpine Bewegungen zwischen Ganna-Gneiss und Nebengestein haben sicher stattgefunden, doch glaube ich nicht, dass sie seinen jetzigen Platz im Nebengestein wesentlich beeinflussten.

Chemische Analysen und Modalbestand

Es existieren zwei chemische Analysen des Ganna-Gneisses:

Bn 376 Nordufer des Lago Ruscada 2003. Analytiker: J. von Steiger und H. Buchmann.

FK 346 Abraum des Stollens zwischen Val Prato und Val Pertusio. Analytiker: H. Schwander.

	Gew.-%		Kat.-%	
	Bn 376	FK 346	Bn 376	FK 346
SiO ₂	77,33	76,5*)	73,4	73,1
Al ₂ O ₃	11,72	12,5	13,1	14,0
Fe ₂ O ₃	0,59	0,5	0,3	0,3
FeO	0,94	1,25	0,7	1,0
MnO	0,04	0,03	0,1	0,1
MgO	0,26	0,4	0,3	0,6
CaO	0,49	0,7	0,5	0,7
Na ₂ O	3,09	2,5	5,7	4,6
K ₂ O	4,85	4,5	5,8	5,4
TiO ₂	0,18	0,1	0,1	0,1
P ₂ O ₅	—	0,1**)	—	0,1
H ₂ O ⁻	0,11	0,03		
H ₂ O ⁺	0,70	0,92		

*) Berechnet als Differenz auf 100 %.

**) Aus dem Modalbestand an Apatit geschätzt.

Modalbestand: Wegen des anisotropen und ungleichkörnigen Gefüges wurden von FK 346 je ein Schliff parallel *ac* und parallel *bc* des Gefüges ausgemessen und beim gemittelten Modalgehalt der mittlere Fehler des Mittelwertes angegeben:

	FK 346		Bn 376	
	gemessen	berechnet	gemessen	berechnet
Quarz	39±5	43,3	31,7	39,7
Alkalifeldspat	30±2	19,0	39,3	24,4
Anorthit		2,4		2,6
Albit	20±5	23,6	14,2	28,7
Biotit	2,5	2,7	1,9	2,0
Chlorit	0,3			
Muskovit	8	9,0	12,9	2,6
Apatit	0,2			

Der aus der chemischen Analyse abgeleitete Anorthitgehalt beträgt 9 %. Auf dem U-Tisch wurde hauptsächlich Albit bestimmt. Einzelne Plagioklaskörner sind fleckig, sie bestehen aus Albit mit einem Bereich, der sauren Oligoklas enthält (etwa 20 % An). Den berechneten Albitgehalt müssen wir auf den Plagioklas und die grossen perthitischen Alkalifeldspäte mit ihrem 30–50 %igen Albitgehalt aufteilen. Stellen wir den total gemessenen Feldspatgehalt dem aus der chemischen Analyse berechneten gegenüber, so erhalten wir:

	gemessen	berechnet
FK 346	45 %	50 %
Bn 376	53,5 %	55,7 %

Das dem Ganna-Gneiss entsprechende plutonische Gestein ist wegen des sauren Plagioklases ein Alkali-granit.

Dünnschliffbeschreibung

Das Korngefüge ist heterogen. Wir können ähnlich wie im Leventina-Gneiss zwei Generationen von Alkalifeldspäten unterscheiden.

Die älteren, bestäubten Körner sind zertrümmert und korrodiert. Es sind grosse perthitische Alkalifeldspäte, in denen der Albit etwa 30–50% des Volumens einnimmt. Hie und da kann man Karlsbader Zwillinge erkennen.

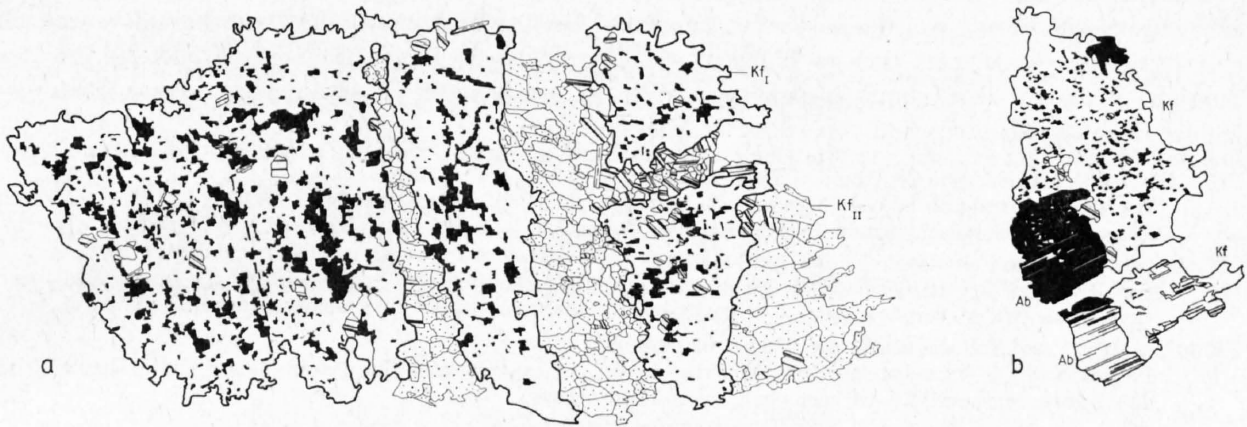


Fig. 6: Alkalifeldspäte im Ganna-Gneiss (Vergrösserung etwa 8 mal):

- a) Grosser perthitischer Alkalifeldspat (Kf_I), Albit = schwarz; rekristallisierten Alkalifeldspat (Kf_{II}) = fein punktiert, als Rissfüllung und an beiden Enden des grossen Korns. Quarz = weiss. Plagioklas, der mit dem Alkalifeldspat nicht orientiert verwachsen ist = weiss mit Zwillingsslamellen.
- b) Schachbrettalbit in Alkalifeldspat.

Fig. 6a zeigt ein 1,5 cm langes perthitisches Alkalifeldspatkorn, das zerrissen wurde. In den Rissen finden wir rekristallisierten Alkalifeldspat, der mit Quarz ein Mosaikgefüge bildet. Ebenso sind grössere Alkalifeldspäte an beiden Enden des zertrümmerten Korns rekristallisiert. Der neu gebildete Alkalifeldspat ist klar, nicht bestäubt und ohne Einschlüsse. Bei gekreuzten Nicols erkennt man eine flaue Mikroklingitterung. Die Körner grenzen polygonal aneinander, haben oft längliche Form und ähnliche Orientierung. Gleichartige polygonale Alkalifeldspatkörner finden wir auch im granoblastischen Grundgewebe.

In Fig. 6b ist ein Teil eines perthitischen und ebenfalls zerrissenen Kornes dargestellt. Die beiden Bruchstücke sind schwach gegeneinander verdreht. An der linken unteren Ecke sehen wir ein Albitkorn mit kleinen Muskoviten als Einschlüssen. Dieses grosse Albitkorn und die schachbrettartige Komponente des Perthits sind gleich orientiert. Die Albitisierung ist daher jünger als die Bildung des Alkalifeldspatkorns. Da es sich nicht um einen Mikroperthit handelt, ist die direkte Entstehung durch Entmischung unwahrscheinlich. Es ist aber möglich, dass der Albit aus einer ursprünglich mikroperthitisch im Alkalifeldspat vorhandenen Albitkomponente rekristallisierte. Die grossen Albitkörner der Schliffzeichnung sowie jene des Grundgewebes könnten sich aus Albitmaterial vollständig zertrümmerter Alkalifeldspäte gebildet haben. Ich halte dies für wahrscheinlicher als eine Zufuhr von aussen, für die ich sonst keine Anzeichen finden kann.

Die Rissbildung und das anschliessende Auskristallisieren eines granoblastischen Gefüges im Riss gehören einer späteren Phase an als die Albitisierung.

In den Schliffen ist *Muskovit* einerseits im Grundgewebe verteilt, andererseits in durchgehenden Zeilen angehäuft. In einem Schliff durchsetzt eine derartige Muskovitzeile einen perthitischen Alkalifeldspat. Muskovit ist also gleichaltrig oder jünger als die granoblastische Struktur. Die Muskoviteinschlüsse im Albit könnten einer älteren Muskovitgeneration angehören. Der Schliff eines Handstücks von stark verschiefertem Ganna-Gneiss weist einen erheblich über dem Durchschnitt liegenden Muskovitgehalt auf (25–35 Vol.-%). Unter den nur 10% ausmachenden Alkalifeldspäten finden sich nur solche der zweiten Generation. Lassen wir dieses Gestein aus einem durchschnittlichen Ganna-Gneiss entstehen, so müsste K und Si entlang den s-Flächen abgewandert sein.

Quarz erscheint oft in nesterartigen Aggregaten.

Fragliche Aplite oder Pegmatite

In der Gegend des Passo Fornale (östlich P. di Ruscada) sowie südwestlich des Lago Morghirolo findet man im Nebengestein längliche Linsen und Bänder von leukokraten Gneissen, die in das Nebengestein eingeschichtet und mit diesem verfaltet wurden. Entweder waren es ehemalige Gänge (Aplite oder Pegmatite) oder abgescherter Fetzchen von Ganna-Gneiss. Zumindest bei den Vorkommen des Passo Fornale würde ich eher das erstere annehmen. Sichere Indizien, wie z. B. reliktsche Pegmatitmineralien oder ein direkter Zusammenhang mit dem Ganna-Gneisskörper, fehlen. In den Schriffen ist Alkalifeldspat nur spärlich vorhanden. Hauptgemengteile sind verzwillingter Albit und Quarz.

FK 355 (westlich Lago Morghirolo, Koord. 697.900/144.800):

Der Albit, der mehr als 80% der Gemengteile ausmacht, bildet ein modellartiges Mosaikgefüge. Dazu kommen noch einige leicht beanspruchte grosse, poikiloblastische Körner.

FK 358 (westlich Passo Fornale, Koord. 696.150/141.610/2240):

Serizitisierter Plagioklas (etwa 50%), Quarz (30–40%), Muskovit (10–20%), etwas Alkalifeldspat, chloritisierter Biotit, einzelne Granat-Porphyroblasten, Apatit, Erz.

FK 361 (südlich Passo Fornale, Koord. 696.150/141.610/2240):

Plagioklas (40–50%), neben einzelnen Oligoklaskörnern sind es grosse und kleine verzwillingte Albite; Quarz (30 bis 40%), etwas Muskovit, Apatit, sehr wenig chloritisierter Biotit.

Zur Genese des Ganna-Gneisses

Der Ganna-Gneiss entstand durch die alpine Deformation und anschliessende Umkristallisation eines präalpinen Alkaligranites. Da saure Plutonite innerhalb eines Orogenzyklus postkinematisch intrudieren und da der «Ganna-Granit» alpin deformiert wurde, muss er einer früheren Gebirgsbildung angehören. Die perthitischen Alkalifeldspäte halte ich für Relikte des ursprünglichen Granits.

Wegen der Homogenität des Gneisses, des Fehlens von Migmatiten und seines sauren Chemismus können wir annehmen, dass der Granit intrusiv in ein höheres Stockwerk eingedrungen ist. Eine ehemals vorhandene Hornfelsfazies des Nebengesteins kann durch die alpine Deformation und Metamorphose verwischt worden sein. Über die ursprüngliche Gestalt des Granites können wir wegen der alpinen Beanspruchung wenig aussagen. Bemerkenswert ist, dass seine jetzige Westgrenze über mehr als 5 km parallel zu einem stratigraphischen Horizont, einem Glimmerschieferzug verläuft.

5. Übrige Vorkommen von Alkalifeldspatgneissen

Es werden einige Vorkommen kleinerer Ausdehnung aufgezählt, deren Genese z. T. unsicher ist.

- a) *Ruscada-Gneiss*: Der Ruscada-Gneiss bildet westlich meines Gebietes einen grösseren Gesteinskörper. Nach BUCHMANN (1953) handelt es sich um «fein- bis mittelkörnige, helle aplitgranitische Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisse». Der von mir kartierte Anteil besteht aus einem Bändermigmatit. Die helle, mengenmässig oft überwiegende Phase entspricht dem Ruscada-Gneiss. In den Pertusio-Zug sind Bänder von Ruscada-Gneiss eingeschaltet.
- b) Auf der Kuppe 250 m NE von P. 2325 (A. Sponda) findet sich ein etwa 100 m langes Vorkommen eines leukokraten, flasrigen, stark angewitterten Gneisses. Er ist stark gefältelt und wahrscheinlich in E–W-Richtung von oben her eingefaltet. Quarz, Albit und Alkalifeldspat bilden in dieser Reihenfolge die Hauptgemengteile. Muskovit (5–10%) und Biotit (etwa 3%) sind Nebengemengteile. Akzessorien: Klinochlor, Zirkon, Apatit. Gefüge: granoblastisch.
- c) In die feinkörnigen Zweiglimmer-Plagioklasgneisse sind ein paar wenige leukokrate feinkörnige Gneisse eingeschaltet, die wegen ihres kleinen Glimmergehaltes massig aussehen und sich beim Anschlagen als verhältnismässig hart erweisen. Der Alkalifeldspat, der Hauptgemengteil werden kann, dürfte auf einen entsprechenden Chemismus des sedimentären Ausgangsmaterials zurückzuführen sein. In seltenen Fällen führen auch die übrigen Paragneisse etwas Alkalifeldspat (z. B. unterster Teil der Vallone di Gribbio). Von West nach Ost sind mir folgende Vorkommen bekannt:

- Östlich der Alpe Ganna. Im Schliff: Quarz, Albit (etwa 50 %), Alkalifeldspat (5–10 %), chloritisierter Biotit, Muskovit, Erz, sehr selten Klinozoisit–Epidot.
 - Östlich P. 2641,4 (P. Forno) findet sich auf Kote 2560 ein 10–15 m mächtiges Band eines harten leukokraten Gneisses. Modalbestand: Albit (30–50 %), Alkalifeldspat (30–50 %), Quarz (etwa 20 %), brauner sowie chloritisierter Biotit (5 %), Muskovit, Erz, Zirkon, Apatit. Der Alkalifeldspat bildet Häufchen mit granoblastischem Gefüge in einer Grundmasse von Albit.
 - In einer leukokraten Probe des feinkörnigen Biotit-Oligoklasgneisses nördlich der A. Sponda liess sich ein schwacher Alkalifeldspatgehalt feststellen (1–2 ½ %) (Koord. 703.050/143.050/2250).
 - Im Bächlein westlich Doro ist auf Kote 1540 ein Gneiss aufgeschlossen, der neben den Hauptgemengteilen Quarz, Albit und Alkalifeldspat wenig chloritisierten Biotit und Muskovit sowie etwas Apatit enthält.
- d) Östlich von Doro treten in einem tektonisch ähnlichen Niveau leukokrate, plattige bis schiefrige muskovitführende Gneisse auf:
- Südöstlich Doro, Kote 1400. Mineralbestand: Albit und Alkalifeldspat sind Hauptgemengteile, Quarz und Muskovit (5–10 %) Nebengemengteile. Akzessorien: brauner Biotit, Erz, Apatit.
 - 200 m südöstlich Olina; Modalbestand: Plagioklas (etwa 60 %), Quarz (etwa 30 %), Alkalifeldspat (10 %), Muskovit (1–3 %), Akzessorien: Klinochlor, Klinozoisit–Epidot, Hämatit.

6. Zusammenfassung

Betrachten wir die Hauptvorkommen von Alkalifeldspatgneissen im kartierten Gebiet, so können wir zwei Typen unterscheiden:

1. Die Augengneisse der Verzasca entsprechen mehr dem Typ der von Paragneissen umhüllten Kerngneisse. Besonders deutlich erkennen wir das an der Antiform im Val Lareccio, wo ein Kern von Augengneiss symmetrisch von Amphibolit und Staurolith-Glimmerschiefern umhüllt wird. Reliktische Alkalifeldspäte finden wir nicht.

2. Leventina-Gneiss und Ganna-Gneiss verhielten sich gegenüber der alpinen Deformation passiver. Die Paragneisse zu beiden Seiten des Ganna-Gneisses zeigen keinerlei Symmetrie. Auch beim Leventina-Gneiss ergeben sich aus den bisherigen Kartierungen keine Anhaltspunkte für eine Umhüllung.

Die Biotite der zweiten Gruppe haben im Gegensatz zu den braunen Biotiten der Augengneisse eine olivgrüne oder bräunlich-olive Farbe.

Alkalifeldspäte: Sowohl Ganna-Gneiss wie auch Leventina-Gneiss enthalten präkinematische Alkalifeldspäte. Diese sind deutlich beansprucht und um ein vielfaches grösser als die Alkalifeldspäte der zweiten, postkinematischen Generation. Letztere sind ein Bestandteil des granoblastischen Grundgewebes und zeigen oft eine flaue Mikroklingitterung.

E. WENK hat in seinen Arbeiten nachgewiesen, dass die alpine Metamorphose ihr Temperaturmaximum nach der Hauptdeformation erreichte. Falls die präkinematischen Perthite des Ganna-Gneisses, die bis zu 50% Albit enthalten, durch Entmischung eines Alkalifeldspates entstanden, so muss die Bildungstemperatur nach BOWEN & TUTTLE (1950) mehr als 550° betragen haben. Da bisher keine Anzeichen für eine hohe präkinematische Metamorphose während der alpinen Gebirgsbildung vorliegen, müssten die präkinematischen Alkalifeldspäte ebenfalls präalpin sein. Auch im Falle des Leventina-Gneisses ist es wahrscheinlicher, dass die alpin deformierten porphyrischen Alkalifeldspäte präalpin entstanden. Dies bezieht sich auf den nördlichen Teil des Leventina-Gneisses, der im Süden eine alpine Palingenese erlitt.

Zwei Generationen von Alkalifeldspäten wurden in der lepontinischen Gneissregion von P. HASLER (1949) im Sambuco-Lappen, von A. G. MILNES (1965) in der Antigorio-Decke und von H. WIELAND (1966) im Gebiet der Valle Isorno beschrieben.

B. Gesteine mit Hornblende

1. Gebänderte Amphibolite am Rande der Augengneisse der Verzasca

Diesem Amphibolitzug kann man entlang dem Rand der Augengneisse der Verzasca ununterbrochen folgen. An manchen Stellen dünnt er aus, an andern, wie z. B. auf A. Lareccio, schwillt er an. Die Amphibolite sind stark durchbewegt und verfaltet. Im obersten Val Lareccio kann man in der Randfazies der Augengneisse Linsen und walzenförmige Rollkörper von Amphibolit antreffen.

Eine Übersicht über den Mineralbestand charakteristischer Bänder gibt die untenstehende Tabelle (Gehalte in Vol.-%).

	FK 171	FK 172	FK 173	FK 123 a	FK 123 b
Plagioklas	30–50	50–60	10–20	20	60–70
Hornblende	5–10	5–10	70–80	—	—
Biotit	15–20	5	5–10	50–75	5–15
Quarz	25–35	25	+	10	10–30
Kalzit	—	2–3	—	10–15	+

Akzessorien: Zoisit, Apatit, Titanit, Rutil, Erz, Pyrit, Chlorit, (Zirkon, Granat, Alkalifeldspat).

FK 171–173 Proben aus dem gebänderten Amphibolit im Bachbett südlich A. Lareccio (Kote 1740).

FK 123 feingebänderter Gneiss des Amphibolitzuges am Fusse der Westwand des P. Piodisci (Kote 2600).
a) dunkle Lage, b) helle Lage.

Die *Schliffuntersuchungen* ergaben folgendes: Neben der grünen Hornblende tritt in Form von Linsen auch Aktinolith auf. Im Schliff FK 172 umsäumt Titanit Kerne von Rutil. Alkalifeldspat kommt nur mit chloritisiertem Biotit zusammen vor (s. p.: 37).

Neben kalzitführenden Biotit-Plagioklas-Gneissbändchen findet man auch epidotführende Biotit-Plagioklasgneisse, die mit dem gebänderten Amphibolit assoziiert sind (A. Starlarescio).

Zur Genese

Schwierigkeiten ergeben sich, sobald wir versuchen, den Zug von gebändertem Amphibolit einer geologischen Einheit zuzuordnen und seine Entstehung zu deuten.

Wie gesagt, begleitet der Amphibolitzug in mehr oder weniger mächtiger Ausbildung die Augengneisse der Verzasca. Unmittelbar am Kontakt herrscht auch Kondordanz zwischen Amphibolit und Gneissen der Campo Tencia-Masse. Auf der geologischen Karte erkennt man aber, dass vom Amphibolit ausgehend je nach Standort verschiedene Gesteine aufeinanderfolgen:

- im Val Lareccio: Zweiglimmer-Plagioklasgneisse/Stauroolith-Glimmerschiefer,
- im Val Campala: Zweiglimmer-Plagioklasgneisse,
- im obersten Val Chironico: Zweiglimmer-Plagioklasgneisse/Stauroolith-Glimmerschiefer. Letztere hängen aber nicht mit jenen des Val Lareccio zusammen.

Im grossen gesehen, verlaufen also die Zonen von Amphiboliten und Gneissen der Campo Tencia-Masse nicht konkordant.

Die schöne Bänderung der Amphibolite deutet auf sedimentogene Herkunft hin (Wechselagerung von Mergeln mit tonig-sandigen Schichten). Es ist unwahrscheinlich, dass die Amphibolite als basische Randzone der Augengneissmassen gedeutet werden können; doch wird man diese Möglichkeit erst eindeutig verneinen können, wenn man die Genese der Augengneisse kennt. Ist die erste Erklärung richtig, dann muss sich die Campo-Tencia-Masse über den Amphiboliten disharmonisch von den Augengneissen losgelöst haben, oder es muss eine Diskordanz bestehen.

2. Hornblendeführende, plagioklasreiche Biotitgneisse des Val Chironico

Es handelt sich um eine Serie von fein- bis mittelkörnigen Gneissen, die eine charakteristisch grünlich-graue Farbe aufweisen. Sowohl PREISWERK wie CASASOPRA zählten diese Serie zum Leventina-Gneiss. CASASOPRA hat hier allerdings nicht selber kartiert, und PREISWERK dürfte die Obergrenze des Leventina-Gneisses vor allem auf Grund der Morphologie gezogen haben. Denn diese Gneisse bauen die Steilwände des untersten Val Chironico auf. Gegen Norden keilen sie oberhalb Moaglio aus.

Die Serie ist uneinheitlich, neben typischen grünlich-grauen Varietäten treten oft leukokrate Typen auf; hie und da stösst man auch auf Biotit-Amphibolite. Selten, aber auffällig sind Gneisse mit einer leukokraten plagioklasreichen Grundmasse, in der sich bis zu mehrere Zentimeter lange Hornblenden befinden.

Geschätzter Modalbestand:

	FK 237	FK 248	FK 384
Plagioklas	50-60	60-80	50-60
Biotit	15	10-20	5-10
Hornblende	2 ½-5	+	—
Quarz	25-30	10-20	30

Akzessorien: Kalzit, Apatit, Granat, Chlorit, Zoisit-Epidot, Titanit, Erz, (Orthit).

FK 237 typischer grünlich-grauer, fein- bis mittelkörniger Gneiss (Weg von Chironico nach Olina; Koord. 707.350/142.900/1220).

FK 248 grünlich-grauer, fein- bis mittelkörniger Gneiss (Val Chironico, Weg; Koord. 706.400/141.350/920).

FK 384 leukokrater Gneiss mit 5 % Muskovit und 2 ½ % Alkalifeldspat (Val Chironico; Koord. 707.000/141.775/830).

Im Schliff haben die Hornblenden bläulich-grüne Farbe. Oft enthalten sie in Rissen und als Einschlüsse Kalzit und Chlorit. Kalzit kann in geringen Mengen auch unabhängig von Hornblenden im Grundgewebe auftreten. Beim meist mehr als die Hälfte des Volumens einnehmenden Plagioklas handelt es sich um basischen Oligoklas bis Andesin. Der bräunlich olive bis olivgrüne Biotit verleiht dem Gestein die charakteristische Farbe. Biotite können mehrere Millimeter Durchmesser erreichen. Wir finden sie auch als Einschlüsse und Rissfüllungen der Hornblenden. Der Biotit scheint also jünger zu sein als die Hornblende. Der rissige, unregelmässig geformte Granat enthält in den Rissen Chlorit.

3. Übrige Vorkommen von Amphiboliten und Hornblende-Gneissen

Diese Gesteine sind in der Campo Tencia-Masse selten. Vereinzelte kleinere Vorkommen begleiten den äusseren Rand der Zweiglimmer-Plagioklasgneisse im Norden und Nordwesten. Ähnlich sind die Verhältnisse im Gebiet A. Sponda-P. Forno, wo Amphibolite und Hornblendegneisse an der Grenze zwischen Biotit-Gneissen und Staurolith-Glimmerschiefern zu finden sind.

Petrographisch sind es: Biotit-Amphibolite, Hornblende-Plagioklasgneisse und plagioklasreiche Biotit-Hornblendegneisse, die häufig noch etwas Granat führen. Die plagioklasreichen Typen enthalten meist eine aktinolithische Hornblende. Diese sammelt sich bei höheren Gehalten in Häufchen an, so dass das Gestein fleckig aussieht.

Neben den Hauptgemengteilen Biotit, Hornblende und Plagioklas findet sich untergeordnet immer etwas Quarz. Ein Schliff vom Amphibolit des P. Forno enthält etwa 5% Alkalifeldspat. In diesen Amphiboliten und jenen nördlich des Lago Morghirolo macht der Titangehalt bis zu 2% aus. Weitere Akzessorien sind: Erz, Granat, Apatit, Kalzit, Chlorit und untergeordnet: Rutil, Zirkon, Muskovit.

Eine besonders schöne Umwandlung von Hornblende in Chlorit und Kalzit zeigt ein Biotit-Hornblendegneiss mit 50-75% Plagioklas, der 400 m nördlich von Olina ansteht (Koord. 706.850/143.250). Die aktinolithische Hornblende wird beinahe vollständig in ein nach ihr pseudomorphes Gemenge von Klinochlor und Kalzit umgewandelt. Bei dieser Reaktion müssen Kohlendioxyd und Wasser zugeführt werden. Das bei der Reaktion frei werdende SiO₂ ist entweder im Grundgewebe als Quarz kristallisiert oder abgewandert. Der entstehende Klinochlor ist farblos, zeigt negative Elongation und graue Interferenzfarben (Δ etwa 0,007).

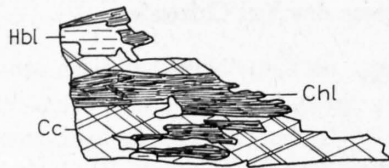


Fig. 7: Pseudomorphose von Kalzit und Chlorit nach Hornblende
(Vergr.: etwa 40mal).

4. Der karbonatführende Biotitschieferzug westlich des P. Crozolina

Die löcherige Anwitterung dieses braunen Biotitschiefers wird durch einen geringen Karbonatgehalt verursacht. Der Hauptzug erreicht seine grösste Mächtigkeit (20–30 m) im Tälchen westlich des Passo Crozolina. Gegen Norden lässt er sich bis zum kleinen Crozlinagletscher verfolgen, doch dürfte ein löcherig anwitternder, hornblendeführender und biotitreicher Gneiss, der 100 m westlich des P. 2271 eine langgezogene Linse bildet, ebenfalls mit diesem Leithorizont in Zusammenhang stehen. Westlich des Hauptzuges treten immer wieder kleine linsenförmige Vorkommen auf.

Im Handstück ist der Biotitschiefer intensiv gefältelt.

Mineralbestand:

- Hauptgemengteile: Biotit (30–50%), Plagioklas, Hornblende (aktinolithisch), Quarz.
- Nebengemengteile und Akzessorien: Kalzit, Granat, Chlorit, Muskovit, Zoisit, Klinozoisit, Titanit, Rutil, Apatit, Turmalin, Zirkon, Erz, Graphit.

Im *Schliff* drückt sich die intensive Fältelung in einer mimetischen Kristallisation des Hauptgemengteils *Biotit* aus, der allerdings postkristallin schwach verbogen wurde. Eindeutig jünger und ohne sichtbare Bewegungsspuren sind die grossen *Plagioklas-Poikiloblasten*, die mimetisch kristallisierten Biotit als Einschlüsse enthalten. Die Plagioklase weisen grosse Unterschiede im Anorthitgehalt auf. Im allgemeinen sind sie invers zonar (Andesin bis Anorthit). Es kann aber auch vorkommen, dass parallel zu einer durch Pigment abgebildeten Fältelung Streifen auftreten, die einen anderen Anorthitgehalt haben als der sonst homogene Plagioklas. Ursprüngliche stoffliche Ungleichheiten beeinflussten also lokal den Anorthitgehalt.

Biotit findet sich auch in den Rissen der Hornblenden und des Granates. Auffallenderweise kommen im Innern von Plagioklasen *Zoisit*körner mit Nadelchen von Rutil vor. In ähnlicher Lage erscheint auch Serizit. Diese beiden Mineralien könnten also Reste eines früheren Mineralbestandes darstellen. Die in Knoten erscheinende *aktinolithische Hornblende* enthält in Rissen und als Einschlüsse Kalzit und Chlorit. *Titanit* ist mit Hornblende assoziiert.

Versuchen wir die auftretenden Mineralien in einer relativen Altersfolge aufzustellen, so erhalten wir folgendes Ergebnis:

- Klinozoisit, Zoisit, Serizit, Rutil, Kalzit, Granat, Biotit I (?),
- Deformationsphase (Fältelung),
- Bildung von Aktinolithknoten, Titanit, Rekristallisation von Biotit II,
- schwache Bewegungen, die zur Verbiegung von Biotit führen,
- Plagioklas-Porphyroblasten,
- Umwandlung von Hornblende in Chlorit + Kalzit, Chloritisierung des Biotits.

C. Paragneisse und Glimmerschiefer der Campo Tencia-Masse

Um etwas über den inneren Aufbau der Campo Tencia-Masse zu erfahren, musste versucht werden, diese zu unterteilen. Gute Leithorizonte, wie Marmore, Quarzite oder Amphibolite, fehlen. Graphithaltige Gneisse, intensiv gebänderte Gneisse und Biotit-Plagioklasgneisse wechsellagern sowohl untereinander wie auch mit den hauptsächlich vorkommenden Zweiglimmer-Plagioklasgneissen. Deshalb gelang es nicht, diese

Typen gegeneinander abzugrenzen. Als Kartierungsgrundlage blieb eine Zweiteilung in Gneisse und Glimmerschiefer. Diese Unterteilung entspricht jener in psammitische und in pelitische Gneisse, die man in der englischen Literatur oft antrifft. H. PREISWERK (1918, 1934) ist, wie aus Feldbuchnotizen hervorgeht, beim Kartieren von ähnlichen Prinzipien ausgegangen; doch hat er beim Zusammenstellen der Karte seine «braunen Gneisse» mit den Glimmerschiefern zusammengefasst und gewisse Biotit-Plagioklasgneisse mit Orthogneissfarbe belegt (Aplitgneisse und Granulitgneisse der Spezialkarte 116). Dadurch erhielten Ganna-Gneiss und die Knotengneisse nördlich und östlich des P. Forno unglücklicherweise die gleiche Farbe.

Dort, wo typische grobkörnige Glimmerschiefer an ebenso typische feinkörnige Biotitgneisse oder Zweiglimmergneisse stossen, liess sich eine Grenze leicht ziehen. Schwieriger wird es, wenn die Gneisse sehr glimmerreich und feinlagig werden und die Glimmerschiefer mit derartigen Typen wechsellagern. Auf diese Schwierigkeiten stösst man vor allem im Gebiet südlich der Linie A. Sponda-Cala. Für die Karte wurde in diesem Falle die Signatur für Glimmerschiefer gewählt, und die Gneissbänke sind nur dort ausgeschieden, wo es der Massstab erlaubte.

1. Feinkörnige Zweiglimmer-Plagioklasgneisse und Biotit-Plagioklasgneisse

Es sind hauptsächlich diese Paragneisse, welche die Campo Tencia-Masse aufbauen. Die mit Glimmer belegten s-Flächen haben braune bis rotbraune Farbe, seltener erscheint ein hellvioletter Glanz. Bei quer zu s angeschlagenen Bruchflächen frischer Handstücke ist die Farbe meist grau bis hellgrau. Sowohl Gneisse wie Glimmerschiefer wittern braun an. Da der gleiche Gesteinszug in der Region der Alpweiden braun, in den hochgelegenen Karen jedoch grau aussieht, kann die Unterteilung BUCHMANNs in «graue» und «braune» Gneisse nicht als Kartierungsgrundlage dienen.

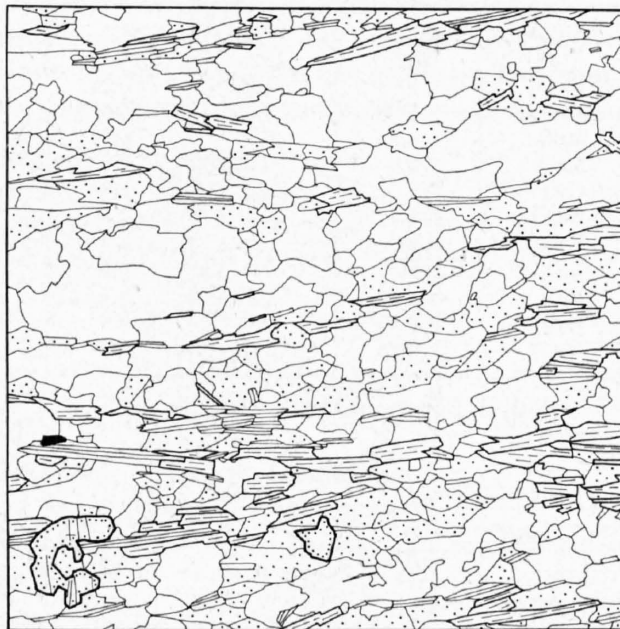
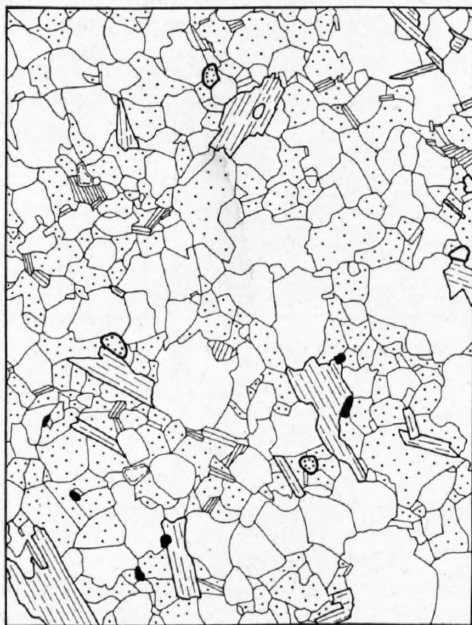


Fig. 8a: Muskovit- und granatführender Biotit-Plagioklasgneiss; helles Band aus einem gebänderten Gneiss (dunkle Bänder = Knotengneiss) (östlich A. del Lago, Block im Schutt) (FK 99).

Fig. 8b: Feinkörniger, feinlagiger, granatführender Zweiglimmer-Plagioklasgneiss (FK 226: Fundort siehe p. 24).

Vergr.: etwa 35mal.

Quarz	= weiss	Muskovit	= längs schraffiert
Plagioklas	= punktiert	Granat	= fett umrandet
Biotit	= gestrichelt	Erz	= schwarz

Im *Dünnschliff* bauen die Hauptgemengteile Quarz und Feldspat zusammen mit dem Granat eine feinkörnig-granoblastische Struktur auf (s. Fig. 8). In Schnitten senkrecht *b* schwankt der mittlere Korndurchmesser zwischen 0,1 und 0,3 mm, wobei die Quarzkristalle durchschnittlich etwas grösser werden (bis 0,5 mm). Die Körner sind bei feinlagigen Typen anisometrisch, abgeflacht parallel *s* und gelängt in Richtung *b* des Gefüges. Die Biotitschüppchen werden in typischen Gesteinen 0,5–0,8 mm gross, seltener sind Fälle, in denen sie mehrere Millimeter Durchmesser aufweisen. Die Glimmer sind meist gut in *s* geregelt. Bei höheren Glimmergehalten treten Glimmerzeilen auf, was den Gesteinen ein feinlagiges Aussehen verleiht.

a) Zweiglimmer-Plagioklasgneisse

Bei den meisten Zweiglimmer-Plagioklasgneissen bewegt sich der Gehalt an Hauptgemengteilen in folgenden Grenzen:

Quarz	30–50 %
Plagioklas	15–40 %
Biotit	10–25 %
Muskovit	5–15 %

Quarz ist meist der häufigste Gemengteil, quarzitishe Typen können bis 80 Vol.-% davon enthalten. Quarzarme und plagioklasreiche Gesteine sind bei den Zweiglimmergneissen selten. Der Glimmergehalt schwankt am stärksten, er kann bis auf 5% absinken. Im allgemeinen ist im Gestein mehr Biotit als Muskovit vorhanden.

Chemische Analysen von feinkörnigen Zweiglimmer-Plagioklasgneissen

Analytiker: H. Schwander

Gew.-%	FK 220	FK 226	FK 227
SiO ₂ *)	67,3	69,7	61,1
Al ₂ O ₃	14,7	15,1	17,4
Fe ₂ O ₃	—	1,12	0,1
FeO	5,03	3,63	6,4
MnO	0,09	0,07	0,14
MgO	2,7	2,2	3,6
CaO	1,5	1,6	1,3
Na ₂ O	2,2	2,3	1,9
K ₂ O	3,0	2,0	5,2
TiO ₂	0,9	0,7	0,9
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,17
H ₂ O ⁻	0,15	0,12	0,0
H ₂ O ⁺	2,24	1,26	1,83

Kat.-%	FK 220	FK 226	FK 227
Si	65,1	67,0	58,2
Al	16,7	17,1	19,5
Fe ³⁺	0,0	0,8	0,1
Fe ²⁺	4,1	2,9	5,1
Mn	0,1	0,1	0,1
Mg	3,9	3,1	5,1
Ca	1,6	1,6	1,3
Na	4,1	4,3	3,5
K	3,7	2,5	6,3
Ti	0,6	0,5	0,6
P	0,2	0,1	0,2

*) SiO₂ als Differenz auf 100 % berechnet.

Modalbestand

	FK 220	FK 226	FK 227
Quarz	43,5	43,4	18,8
Plagioklas	25,4	32,7	24,7
Biotit	19,4	14,3	29,7
Chlorit	0,4	—	0,3
Muskovit	7,1	6,5	20,2
Granat	0,8	2,0	2,8
Alkalifeldspat	—	—	0,1
Apatit	0,3	0,4	0,4
Erz	1,2	0,5	0,1
Disthen	1,8	—	1,5
Staurolith	—	0,15	0,8
Rutil	0,1	—	—
Turmalin	—	—	0,6

FK 220 Zweiglimmer-Plagioklasgneiss; Val di Lareccio (Schutt).

Koord. 696.880/138.220/2170.

FK 226 feinlagiger, granatführender Zweiglimmer-Plagioklasgneiss; Val Prato (Schlucht zwischen Schiedo und A. Campo Tencia).

Koord. 697.475/139.860.

FK 227 feinkörniger glimmerreicher Zweiglimmer-Plagioklasgneiss; Val Prato (Schlucht zwischen Schiedo und A. Campo Tencia).

Koord. 697.475/139.860.

Granat ist ein Nebengemengteil (0–5%), der in fast allen Schliffen vorkommt. Oft ist er regelmässig verteilt, manchmal auch fleckenweise konzentriert. *Graphit* kann in Form von Pigment vorhanden sein und dem Gestein eine graue Farbe verleihen.

Akzessorien sind: Erz (bis 2%), Apatit, Klinochlor (bis 2%), Zirkon, Rutil, (Turmalin, Disthen, Kalzit, Alkalifeldspat, Staurolith).

b) Biotit-Plagioklasgneisse

In den Biotit-Plagioklasgneissen können plagioklasreiche und quarzarme Typen auftreten (bis 80% Plagioklas). Der Granatgehalt ist durchschnittlich grösser als in den Zweiglimmer-Plagioklasgneissen. Normalerweise ist der Biotitgehalt gering, so dass die Biotit-Plagioklasgneisse in manchen Fällen zu verhältnismässig leukokraten feinkörnigen Gneissen werden, die zusammen mit den Knotengneissen fast massige Wände aufbauen. Wegen des spärlichen Glimmergehaltes erhält oft bereits das Handstück ein massiges Aussehen.

c) Knotengneisse

Ein weiteres charakteristisches Gestein sind die sogenannten Knotengneisse. Sie sind relativ hart und können, wenn sie in grösseren Massen auftreten, für Steilstufen und Wände verantwortlich sein.

Die von Glimmern, d.h. hauptsächlich grobschuppigem Biotit, umrahmten Knoten enthalten Plagioklas, Quarz und winzige Granate (Almandin). Diese sind mit der Lupe als weinrote Punkte zu erkennen und verleihen den Knoten wegen ihrer pigmentartigen Verteilung eine blassrötliche Farbe (chemische Analyse siehe p. 40).

Knoten gibt es auch in den Glimmerschiefern, doch handelt es sich dort neben polymikten Knoten auch um Plagioklas-Porphyroblasten. Auf der geologischen Karte (vgl. Taf. I) bezeichnet die Knotensignatur in den Glimmerschiefern der A. Sponda Knotengneissbänder und nicht Knoten in Glimmerschiefern.

Einen Anhaltspunkt für die Entstehung der Knoten liefert das Gefüge. Die linsenförmigen Knoten liegen zwar in den meisten Fällen parallel der Stoffbänderung, in gebänderten und gefalteten Partien erkennt man aber, dass sie parallel zur Achsenebene der Faltung eingeregelt sind und schief an die Stoffgrenzen

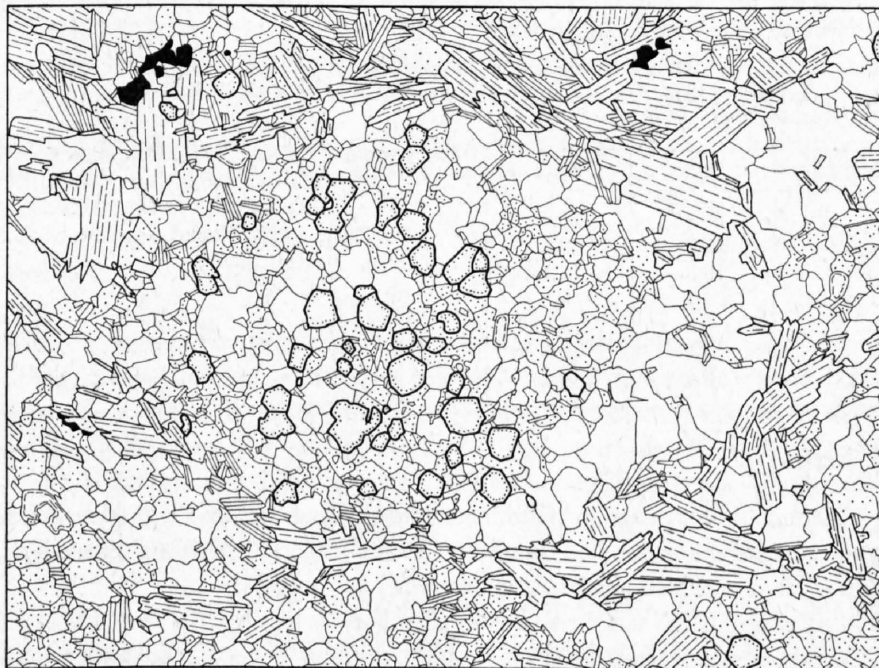


Fig. 9: Biotit-Plagioklas-Knotengneiss, granat- und muskovitführend (FK 340a). Im Zentrum ein Knoten, bestehend aus einem feinkörnigen Gewebe von Quarz (weiss), Plagioklas (punktiert) und Granat (fett umrahmt), umgeben von Muskovit und grobschuppigem Biotit. Vergr.: etwa 30mal.

stossen. Irgendwie muss also ihre Bildung mit der Deformation zusammenhängen. Wir könnten uns vorstellen, dass die Glimmer auf den durch die Faltung entstandenen Schieferungsflächen kristallisierten und dass das restliche Material sich in den Knoten sammelte. Die Knoten wären durch eine metamorphe Differentiation entstanden. Derartige Differentiationen haben sicher eine Rolle gespielt, doch können sie nicht allein ausschlaggebend gewesen sein. In der Zusammensetzung unterscheiden sich die Knotengneisse nicht wesentlich von den Biotit-Plagioklasgneissen oder den Zweiglimmer-Plagioklasgneissen, und doch treten sie mit letzteren zusammen als selbständige Bänder auf. Noch wichtiger ist das Auftreten von Knotengneissen in einem bestimmten stratigraphischen Horizont: sie umrahmen die Glimmerschiefer der A. Sponda fast durchgehend in einer Mächtigkeit von 200 bis 400 m.

Ich nehme deshalb an, dass auch primäre sedimentäre Eigenschaften eine Rolle spielten, möglicherweise bildeten grössere Quarz- und Feldspatkörner in Arkosen die Ansätze für die späteren Knoten.

Chemische Analysen von Knotengneissen und Biotit-Plagioklasgneissen

Analytiker: FK 340a, FK 340 b: H. Schwander

HP 303a: H. P. Preiswerk

Gew.-%	FK 340a	FK 340b	HP 303a
SiO ₂	75,5*)	75,3*)	73,93
Al ₂ O ₃	10,5	10,5	9,12
Fe ₂ O ₃	0,19	0,0	2,52
FeO	3,76	3,93	3,27
MnO	0,07	0,12	0,07
MgO	2,2	2,2	1,87
CaO	1,4	1,5	1,68
Na ₂ O	2,5	2,8	3,44
K ₂ O	1,7	1,7	2,13
TiO ₂	0,6	0,6	1,01
P ₂ O ₅	n. b.	n. b.	0,19
H ₂ O ⁻	0,18	0,14	0,08
H ₂ O ⁺	1,27	1,12	0,91

Kat.-%	340a	340b	303a
Si	72,9	72,4	70,9
Al	12,0	11,9	10,3
Fe ³⁺	0,1	0,0	1,8
Fe ²⁺	3,0	3,1	2,7
Mn	0,1	0,1	0,1
Mg	3,1	3,1	2,7
Ca	1,5	1,6	1,7
Na	4,7	5,2	6,4
K	2,1	2,1	2,5
Ti	0,4	0,4	0,7
P	0,1*)	0,1*)	0,2

*) P berechnet aus dem Modalbestand.

*) SiO₂ in den beiden ersten Analysen als Differenz auf 100 % berechnet.

Modalbestand

	340a	340b
Quarz	43,3	39,5
Plagioklas	28,8	33,8
Biotit	18,3	18,1
Muskovit	7,1	5,8
Granat	1,5	2,0
Apatit	0,5	0,4
Erz	0,4	0,4

FK 340a, FK 340b: granatführende Muskovit-Biotit-Plagioklas-Knotengneisse; südlich P. Crozolina.
(Koord. 698.150/149.900/2550).

HP 303a: Biotit-Plagioklasgneiss; nördlich P. del Laghetto
(Kote 2300).

d) Graphithaltige Gesteine¹⁾

Spuren von Graphit findet man in Glimmerschiefern und Biotit-Plagioklasgneissen. Eigentliche graphithaltige Typen sind jedoch in den feinschiefrigen Zweiglimmer-Plagioklasgneissen häufiger. Innerhalb dieser Gruppe können sie in gewissen Horizonten vermehrt auftreten.

Auffallend ist die Probe FK 377 mit ihrem ausserordentlich hohen Apatit- resp. Phosphorgehalt. Da nur noch Quarz als Hauptgemengteil erscheint, muss das Sediment ein ziemlich reiner kohlehaltiger Sand gewesen sein.

¹⁾ Graphitnachweis siehe p. 36.

Analysen von Graphit-Gneissen

Analytiker: H. Schwander, F. Keller

Gew.-%	FK 310	FK 337	FK 338	FK 377
SiO ₂	72,8*)	64,7	52,5	52,3
Al ₂ O ₃	12,1	18,2	19,3	3,9
Fe ₂ O ₃	0,9	—	1,1	1,3
FeO	3,8	0,5	3,5	1,3
MnO	0,07	0,1	0,6	0,3
MgO	2,0	0,4	2,6	0,8
CaO	1,9	2,5	1,3	5,5
Na ₂ O	2,1	4,2	2,2	0,06
K ₂ O	0,8	1,4	4,5	0,8
TiO ₂	1,0	0,3	1,0	0,2
P ₂ O ₅	n.b.	n.b.	n.b.	5,2
H ₂ O+C	2,5	7,6	10,4	24,2
Summe	*)	99,9	99,0	95,9

*) SiO₂ als Differenz auf 100 % berechnet.

Modalbestand

	310	337	338	377
Quarz	45,9	2,8	7	39
Plagioklas	32,6	71,3	10	—
Biotit	12,3	1,3	30	2
Muskovit	4,3	12,1	40	6
Granat	2,6	0,1	—	—
Apatit	0,2	0,1	—	4
Graphit (+ Erz)	1,6	12,1	13	49
Rutil	0,3	0,2	—	—
Alkalifeldspat	0,2	—	—	—

FK 310 graphit- und muskovitführender Biotit-Plagioklasgneiss. Westlich P. Ganna (Koord. 697.260/144.000/2600).

FK 337 quarzarmer, biotitführender Graphit-Muskovit-Plagioklasgneiss. Südlich Passo Crozolina (Koord. 698.700/143.310/2850).

FK 338 Plagioklas-Graphit-Biotit-Muskovitgneiss. Südlich Passo Crozolina (Koord. 698.700/143.310/2850).

FK 377 biotitführender Muskovit-Graphit-Gneiss. Val Prato, südlich P. 2763 (Koord. 697.700/142.950/2630).

e) Gebänderte Gneisse

So monoton die Paragneisse im grossen gesehen sind, im kleinen zeichnen sie sich durch eine vielfältige Bänderung aus. Diese Bänderung ist geradezu charakteristisch für die Campo Tencia-Masse. Sie entspricht der Wechsellagerung der ursprünglichen Sedimente. Der unterschiedliche Chemismus der einzelnen Bänder wurde möglicherweise durch metamorphe Differentiation noch verstärkt (z. B. Wandern von zusätzlichem Alumosilikatmaterial in die tonerdereichen dunklen Bänder bei der Sprossung des Stauroliths).

Als *dunkle Bänder* treten auf:

- feinkörnige Gneisse mit geringen Quarzgehalten und hohen Biotit- und Plagioklasgehalten,
- biotitreiche Knotengneisse (oft disthen- und/oder staurolithführend),
- zentimetermächtige Bändchen mit Alumosilikaten (Staurolith, Disthen), ähnlich wie sie P. Eskola (1939, p. 271) als warvige Glimmerschiefer beschrieb,
- graphithaltige Gneisse.

Die *hellen Bänder* sind glimmerarm und meist quarzreich. Der Plagioklasgehalt schwankt; neben mittleren können auch hohe Konzentrationen auftreten.

Als Beispiel sei die Modalanalyse von drei aneinandergrenzenden, je 20 cm mächtigen Bändchen wiedergegeben, die vom Gipfel des P.Campo Tencia (3071,6) stammen. FK 18 wurde einem Knotengneissband entnommen.

	FK 18	FK 19	FK 20
Quarz	24,4	43,1	5,9
Plagioklas (Oligoklas) ..	32,4	41,2	45,7
Biotit	25,5	12,1	31,9
Klinochlor	1,0	1,1	1,4
Muskovit	15,5	0,1	4,4
Granat	1,0	1,1	5,2
Erz	0,2	0,8	0,9
Apatit	0,2	0,5	0,6
Turmalin	0,1	—	—
Disthen	—	—	3,9

Die Mächtigkeit der Bänder reicht vom Bereich der Kornzeile bis zu Bänken von mehreren Dutzend Metern.

An einigen Stellen wurde eine allmähliche Abnahme des Glimmergehaltes, d. h. ein gradueller Übergang von hellen in dunkle Typen, festgestellt. Ein noch erkennbares «graded bedding», das eine «oben-unten»-Beziehung ergeben hätte, habe ich nicht gefunden.

f) Kalksilikatknauer

Hauptsächlich in Zonen mit Knotengneissen können faust- bis kopfgrosse Kalksilikatknauer auftreten. Sie sind hart anzuschlagen und wittern oft heraus. Ferner fallen sie wegen ihrer durch den Granatgehalt verursachten rötlichen Farbe auf. In typischen Vorkommen werden sie von einem zentimeterbreiten Rand aus Hornblende umgeben.

In einem Schliff folgen sich von aussen gegen innen folgende Zonen, von denen die drei ersten nur wenige Millimeter mächtig sind:

- Granat, Plagioklas (Klinochlor, Quarz, Hornblende),
- vorwiegend Hornblenden,
- Granat (etwa 60 %), Plagioklas (Klinochlor),
- Hornblende (mehrere Millimeter lange Porphyroblasten) mit etwas Plagioklas,
- basischer Plagioklas, Granat, Quarz, etwas Hornblende.

Die Granate im Zentrum sind ausserordentlich klein (etwa 0,1 mm). In den poikiloblastischen Hornblenden sind sie als Einschlüsse enthalten. An Akzessorien sind vorhanden: Apatit, Erz, Titanit und Klinozoisit.

Wahrscheinlich bildeten sich die Kalksilikatknauer während der Metamorphose aus Kalkkonkretionen, wie wir sie in tonigen oder sandigen Sedimenten oft antreffen.

2. Glimmerschiefer

Die Glimmerschiefer unterscheiden sich von den Gneissen nicht nur durch das Auftreten grosser Staurolith-, Granat- und Disthen-Porphyroblasten, sondern vor allem durch die eng gescharten durchgehenden Glimmerhäute. Im Gegensatz zu den Gneissen ist in den Glimmerschiefern der Muskovitgehalt meist

grösser als der Biotitgehalt. In Extremfällen enthalten Glimmerschiefer 60 Vol.-% Muskovit. Typisch für Glimmerschiefer sind folgende Mengen an Mineralien:

Quarz	5–40 %
Plagioklas	0–25 %
Biotit	5–25 %
Muskovit	20–60 %

Dazu kommen je nachdem noch bis zu 20% Granat, Staurolith oder Disthen. Während der Feldarbeit wurden vor allem die folgenden Kombinationen festgestellt:

- Granat-Glimmerschiefer,
- Granat-Staurolith-Glimmerschiefer,
- Disthen-Staurolith-Glimmerschiefer.

Meist sind es Zweiglimmerschiefer; Biotitschiefer sind seltener als Muskovitschiefer. Der Plagioklasanteil kann den Quarzgehalt bei weitem übersteigen (A. Sponda). Trotzdem handelt es sich auch in solchen Fällen um typische Glimmerschiefer (WENK 1963),

Fächerförmiger Klinochlor und Erz können Konzentrationen von einigen Prozenten erreichen. Weitere *Akzessorien* sind: Turmalin, Rutil, Titanit, (Epidot, Klinozoisit, Zirkon).

Westlich des Lago Morghirolo existiert ein kleineres Vorkommen von Turmalin-Glimmerschiefer. Im übrigen erscheint Turmalin nur akzessorisch.

Die Glimmerschiefervorkommen meines Arbeitsgebietes können in zwei Gruppen unterteilt werden.

Mehr im Innern der Campo Tencia-Masse (südlich) herrschen granatführende Staurolith-Glimmerschiefer vor. Die grossen Vorkommen, die sich westlich und nordwestlich der A. Sponda erstrecken, und jene oberhalb Cala-Ces führen ebenfalls Granat, doch erscheint Disthen als zweitwichtigster, hie und da sogar als wichtigster Übergengenteil. Die Glimmerschiefer sind nicht homogen, Staurolith und Disthen sind in zentimetermächtigen Bändchen konzentriert. Diese beiden Mineralien verhalten sich gegenüber der Verwitterung resistent. Da im Sponda-P. Forno-Gebiet oft über weite Strecken Schichtflächen aufgeschlossen sind, finden wir dort die schönen, mit zentimeterlangen Staurolith- und Disthenkristallen übersäten Platten. Gneissbänder sind ebenfalls in die Glimmerschiefer eingeschaltet (Knotengneisse und Biotit-Plagioklasgneisse). In der Gegend von A. Toira sind es vor allem leukokrate Biotit-Plagioklasgneisse, südlich des P. Laghetto dagegen hauptsächlich Knotengneisse.

In die zweite Gruppe von Glimmerschiefern gehören staurolith- und disthenführende Granat-Glimmerschiefer. Sie befinden sich vorwiegend am westlichen und nördlichen Rand der Campo Tencia-Masse. Sie zeichnen sich durch einen relativ hohen Quarzgehalt aus und gehen oberhalb Fusio in Granat-Gneissquarzite über. Das Quarzmaterial liegt häufig in Form von Schmitzen und Linsen vor.

Dünnschliffe

Im Schliffbild ist die regelmässige Pflasterstruktur der feinkörnigen Gneisse verschwunden, der durchschnittliche Korndurchmesser ist mindestens doppelt so gross. Grossgewachsene Porphyroblasten beherrschen das Bild. Neben Granat, Staurolith, Disthen und Biotit kommen stellenweise Plagioklas und Muskovit als Porphyroblasten vor. Muskovit enthält allerdings nie Einschlüsse. In den Staurolith-Disthen-Glimmerschiefern kann Granat in allen übrigen Porphyroblasten eingeschlossen sein, in Biotit ist er zwar nur sehr selten zu beobachten. Da der eingeschlossene Granat die gleiche Grösse hat, wie jener im übrigen Gewebe, dürfen wir annehmen, dass Granat relativ früh kristallisierte. Quarz hat die Tendenz, sich in Nestern zu sammeln. Die Glimmer sind in Zeilen, Muskovit oft auch in Knäueln angehäuft. Die übrigen Eigenschaften der einzelnen Mineralien werden in Kapitel III besprochen.

Chemische Analysen

Für die chemischen Analysen wurden Proben entnommen, die so gross waren, dass sie auch kleinere Quarzschmitzchen enthalten.

Analytiker: H. Schwander

Gew.-%	FK 328	FK 329	FK 342	FK 343	Kö 1908
SiO ₂ *)	62,5	70,6	63,4	65,0	66,97
Al ₂ O ₃	18,1	13,7	18,5	17,5	14,22
Fe ₂ O ₃	0,9	1,0	0,9	1,3	2,66
FeO	5,8	4,5	6,1	5,9	2,37
MnO	0,13	0,07	0,12	0,12	—
MgO	2,1	2,0	2,1	2,0	2,30
CaO	0,7	0,8	0,7	0,7	2,48
Na ₂ O	1,2	1,0	1,1	1,0	3,83
K ₂ O	4,7	3,2	3,6	2,9	2,63
TiO ₂	0,8	0,8	0,8	1,0	1,06
H ₂ O ⁻	0,15	0,15	0,11	0,09	—
H ₂ O ⁺	2,95	2,02	2,62	2,51	1,21

*) SiO₂ als Differenz auf 100 % berechnet.

Kat.-%	FK 328	FK 329	FK 342	FK 343	Kö 1908
Si	69,4	61,1	62,0	63,9	63,8
Al	15,9	20,9	21,4	20,3	15,8
Fe ³⁺	0,7	0,6	0,6	1,0	1,9
Fe ²⁺	3,7	4,8	4,9	4,9	1,9
Mn	0,1	0,1	0,1	0,1	—
Mg	2,9	3,1	3,1	2,9	3,2
Ca	0,8	0,7	0,7	0,7	2,5
Na	1,9	2,3	2,1	1,9	7,0
K	4,0	5,9	4,5	3,6	3,1
Ti	0,6	0,6	0,6	0,7	0,8

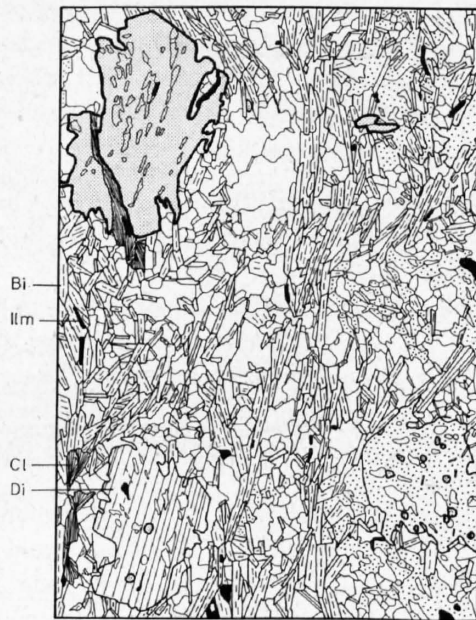
Modalbestand

	FK 328	FK 329	FK 342	FK 343
Quarz	6,5	42,6	36,7	34,8
Plagioklas	2,5	9,3	7,7	1,0
Biotit	11,5	12,5	11,3	14,6
Klinochlor	1,4	0,9	1,3	0,2
Muskovit	62,4	25,6	27,5	36,9
Granat	11,0	5,7	5,0	6,1
Apatit	+	0,3	+	0,1
Erz (Ilmenit)	1,2	0,8	1,2	0,5
Disthen	—	1,9	0,1	0,2
Staurolith	2,5	0,4	9,1	5,4
Turmalin	1,0	+	0,1	0,2

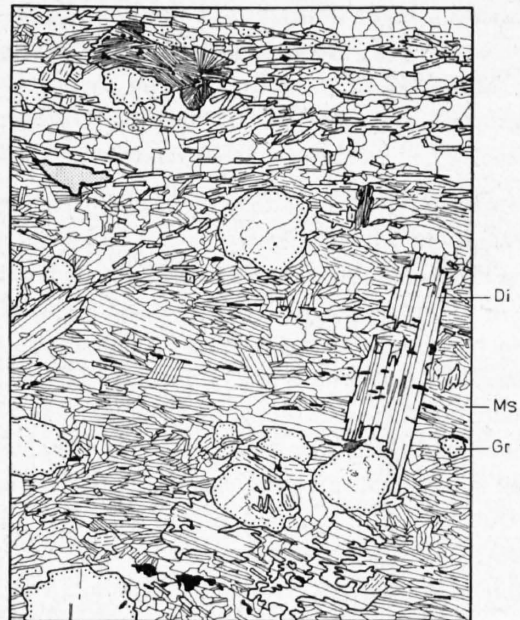
FK 328, FK 329 stauroolithführender Granat-Glimmerschiefer. A. Gana (Koord. 695.600/144.000/2040).

FK 342, FK 343 Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer. Val Lareccio (Koord. 698.800/137.400/2245).

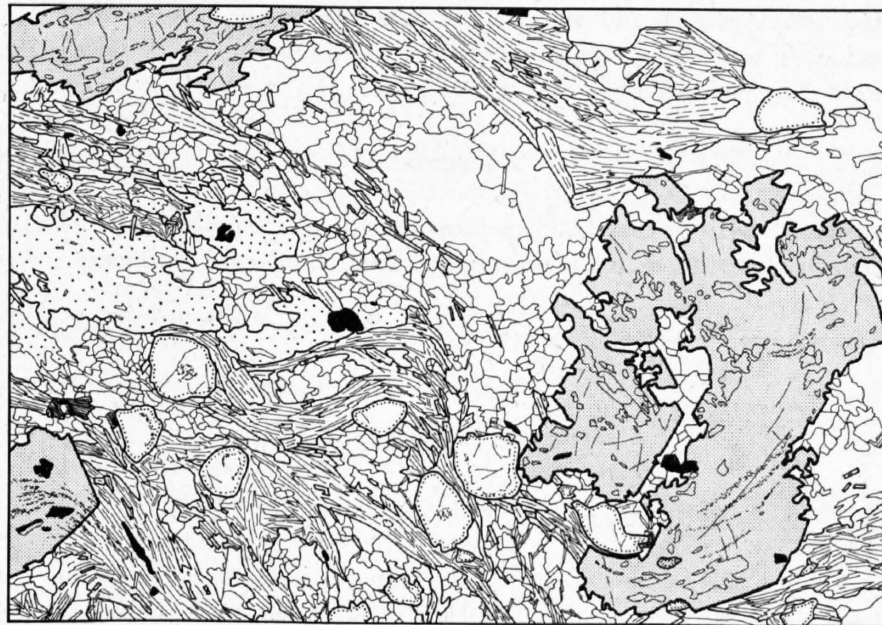
Kö 1908 Stauroolith-Biotitschiefer, Analyse aus KÖNIGSBERGER 1908, p. 505; Analytiker: Hezner & Grubenmann. Nördlich von P. di Soveltra.



FK 289



FK 329b



FK 342

Fig. 10: Dünnschliffbilder von Glimmerschiefern (Vergr.: 8mal).

FK 289 Staurolith-Disthen-Glimmerschiefer; Staurolith und Disthen mit Intergefüge von Quarz. Rechts unten poikiloblastischer Plagioklas mit Quarz, Granat und Muskovit als Einschlüssen. Südwestlich A. Gardiscio (Koord. 701.180/141.150/2250).

FK 329 staurolith- und disthenführender Granat-Glimmerschiefer. A. Gana (Koord. 695.600/144.000/2040).

FK 342 Granat-Staurolith-Glimmerschiefer. Der grosse skelettartige in Quarz schwimmende Staurolith-Porphyroblast rechts unten zeigt idiomorphe Kantenstücke. Helizitisches Gefüge von Quarz und Pigment.

weiss	= Quarz	Gr	= Granat
punktiert	= Plagioklas	Di	= Disthen
Raster	= Staurolith	Cl	= Chlorit
Bi	= Biotit	Ilm	= Ilmenit
Ms	= Muskovit		

III. Gesteinsbildende Mineralien der Campo Tencia-Masse

1. Quarz

Quarz ist der bei weitem wichtigste Gemengteil der Paragneisse. Im Schliff müssen wir zwischen den Quarzkörnern des Grundgewebes und jenen von monomineralischen Anhäufungen unterscheiden. In beiden Typen löschen die Quarze undulös in Streifen parallel der *c*-Achse aus.

Die Körner des Grundgewebes sind abgeplattet, vor allem in glimmerreichen, oder rundlich in plagioklasreichen Gneissen. Sie werden im Durchschnitt mit 0,3 bis 0,5 mm Durchmesser etwas grösser als Plagioklase. Hin und wieder bilden mehrere Quarzkristalle ein Aggregat mit rundlichem Umriss. Das sich ergebende Bild stimmt mit jenem der von MEHNERT (1953) abgebildeten metamorphen Quarzgerölle der Gneisse des Schwarzwaldes überein (blastopsammitisches Gefüge nach ESKOLA). Diese Interpretation ist unsicher, da hier wie im Schwarzwald eigentliche Konglomeratbänke fehlen.

Quarzmaterial sammelt sich in Schmitzen und Linsen jeder Grössenordnung, ist also sehr mobil. Die Quarzkristalle dieser Schmitze werden bis 5 mm gross, sind amöbenförmig miteinander verzahnt und zeigen besonders ausgeprägte undulöse Streifen. Der grösste Teil der Vorkommen entstand durch metamorphe Differentiation, doch weisen stoffkonkordante aneinandergereihte Linsen und millimeterbreite durchgehende Quarzbändchen darauf hin, dass auch sedimentäre Inhomogenitäten mitverantwortlich sein können (z. B. Lagen mit hohem Quarzgehalt, relativ reine Quarzsande). In diesen Fällen kann nicht entschieden werden, wie gross der sedimentäre Anteil ist und wieviel sich durch metamorphe Differentiation sammelte.

In Glimmerschiefern beobachtet man gelegentlich Quarzkristalle mit kleinen Muskoviteinschlüssen.

2. Plagioklas

In plagioklasarmen Gneissen sitzen die Plagioklase oft in Zwickeln, bei grösseren Gehalten bilden sie ein Netzwerk um rundliche Quarzkörner und in plagioklasreichen, glimmerarmen Gesteinen ein schönes Mosaik

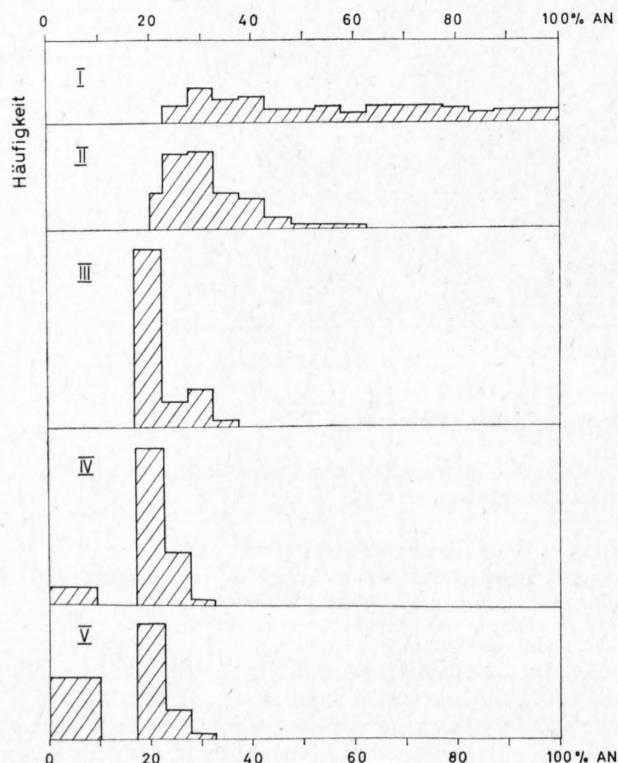


Fig. 11: Histogramm der in verschiedenen Gesteinstypen gemessenen Anorthitgehalte.

I. Karbonat-Biotitschiefer (31 Messungen aus 3 Schliffen)

II. Biotit-Amphibolite und Hornblende-Plagioklasgneisse (96 Messungen aus 20 Schliffen)

III. Quarz-Feldspat-Knauer (43 Messungen aus 7 Schliffen)

IV. Paragneisse und Glimmerschiefer (54 Messungen aus 10 Schliffen)

V. Leukokrate Alkalifeldspatgneisse (65 Messungen aus 17 Schliffen)

mit polygonalen Umrissen. Meistens sind die Plagioklase zumindest den Korngrenzen entlang serizitisiert. Sie sind mit 0,1 bis 0,3 mm deutlich kleiner als die Quarzkristalle.

In den Glimmerschiefern finden wir mehrere Millimeter grosse, gut verzwillingte Poikiloblasten, die als Einschlüsse häufig kleine Biotite und Muskovite, daneben aber auch tropfenförmigen Quarz, Erzplättchen (Ilmenit) und selten Granat enthalten. Disthen und Staurolith sind nie eingeschlossen. Eine Übersicht über die Anorthitgehalte der Gesteine meines Arbeitsgebietes gibt das untenstehende Histogramm. Die Plagioklase wurden auf dem U-Tisch eingemessen. Die Bestimmung erfolgte mit Hilfe der Kurven von REINHARD (1931) oder, wenn möglich, mit Hilfe der Zonenmethode nach RITTMANN.

Zu den Messungen und der Darstellung im Histogramm ist noch folgendes zu bemerken:

1. Vor allem bei den Oligoklasen sind kristallographische Bezugselemente kaum zu finden. Zwillinge sind selten, und man trifft insofern eine Auslese, als Albite oder Plagioklase an der Grenze Oligoklas/Andesin häufiger verzwillingt sind als Oligoklase mit 20% An und deshalb bevorzugt gemessen werden.
2. *Inverse Zonarstruktur* ist häufig, vor allem bei basischen Plagioklasen. In diesem Fall wurden im Histogramm alle Intervalle zwischen dem sauren Kern und dem basischen Rand belegt. Das ist richtig, wenn der Übergang wirklich graduell erfolgt. Neben derartigen Körnern treffen wir auch solche, bei denen der An-Gehalt am Übergang vom Kern zum Rand beinahe sprunghaft ändert. Bei den Plagioklasen des karbonatführenden Glimmerschiefers kann der An-Gehalt von 40% im Kern bis auf mehr als 90% am Rande ansteigen. Bei den Oligoklasen schwankt der Gehalt nur um wenige Prozente.
3. Die Statistik ist ungleichwertig, da verschiedene Schliff- und Körnerzahlen pro Gesteinstyp untersucht wurden.

Es können drei Häufungsstellen festgestellt werden:

- Die erste liegt zwischen 28 und 32% An, sie prägt sich bei den kalzit- und den hornblendeführenden Gesteinen deutlich aus (I und II).
- In den Gruppen III-V finden wir vorwiegend Oligoklase mit Anorthitgehalten von 18-22%.
- In den Gruppen IV und V musste meist mit Hilfe des Reliefs gegenüber Canadabalsam entschieden werden, ob Albit oder basischer Oligoklas vorliegt. Im Ganna-Gneiss, Leventina-Gneiss und in den Glimmerschiefern können Albit oder Oligoklas (An 20%) vorkommen, wobei im Ganna-Gneiss und in den Glimmerschiefern die Albite grosse verzwillingte Porphyroblasten sind. In den Albiten der Glimmerschiefer wurden An-Gehalte bis zu 10% bestimmt. Die Augengneisse der Verzasca führen hauptsächlich Oligoklas.

3. Muskovit-Paragonit

Der ausser in Hornblendegesteinen immer vorhandene Muskovit ist meist kleinschuppig (0,1-0,3 mm) und erreicht nur in Glimmerschiefern grössere Durchmesser (0,5-1 mm). Meist gut in s geregelt, kann er in Glimmerschiefern die Kleinfältelung mimetisch mitmachen und kann dann in seltenen Fällen sogar leicht verbogen sein. In glimmerreichen Gesteinen ist er häufig auf Zeilen oder in Knäueln konzentriert.

Da neuere Arbeiten zeigten, dass der optisch nicht von Muskovit unterscheidbare Paragonit in aluminiumreichen Gesteinen vorkommt und HARDER (1956) in Glimmerschiefern der Campo Tencia-Masse auch Paragonit nachwies, wurden einige Hellglimmerproben näher untersucht.

a) Röntgenographische Untersuchungen

Die Existenz von Paragonit als eigene Mineralart wurde auf Grund von chemischen Analysen von Glimmern der A. Sponda noch 1934 angezweifelt (McCORMICK 1934, SCHALLER & STEVENS 1941). GRUNER (1942) und später EUGSTER & YODER (1954 a und b, 1955) gelang es, Paragonit synthetisch herzustellen. Dabei stellten sie eine beschränkte Mischbarkeit zwischen Muskovit und Paragonit fest. Muskovit kann bis zu 25 Mol.-% Paragonit enthalten (nach ROSENFELD et al. 1958 sogar 35%). Aus den Arbeiten von ROSENFELD et al. (1958) und IRYAMA (1964) geht hervor, dass Paragonit in viel beschränkterem Ausmass Kalium aufnehmen kann (bis zu 17 Mol.-%).

Die ausgedehnten Untersuchungen von HARDER (1956), EUGSTER & YODER wie auch jene von ROSENFELD et al. zeigen, dass Paragonit als natürliches Mineral verbreiteter ist, als bis jetzt angenommen wurde.

Paragonit hat wegen des kleineren Na-Ions eine etwas kleinere Gitterkonstante in der *c*-Richtung, was sich bei Röntgenaufnahmen in einer Verschiebung der Basisreflexe nach grösseren Winkeln auswirkt. Inwieweit die Änderung der Gitterkonstante proportional zur Änderung des Chemismus verläuft, ist noch umstritten. EUGSTER & YODER haben für ihr Zustandsdiagramm einen linearen Verlauf vorausgesetzt. ROSENFELD u.a. bezweifeln eine derart einfache Abhängigkeit wegen des ternären Charakters des Systems der natürlich vorkommenden Hellglimmer (Muskovit-Paragonit-Margarit).

Nur die Röntgenaufnahme kann entscheiden, ob beide Glimmer gleichzeitig nebeneinander vorliegen oder ob es sich um Na-haltigen Muskovit respektive K-haltigen Paragonit handelt. Auf Grund chemischer Analysen kann dies nicht entschieden werden. Ideal sind Aufnahmeverfahren, die es erlauben, die Basisreflexe sicher zu identifizieren und möglichst genau zu bestimmen, d.h. sogenannte Texturaufnahmen. Mit Hilfe eines Zählrohr-Diffraktometers kann der Anteil der verschiedenen Phasen ziemlich gut abgeschätzt werden, nach HARDER liegt die Nachweisgrenze bei etwa 2%.

Untersuchungsmethoden

Da in unserem Institut kein Zählrohr-Diffraktometer zur Verfügung stand, wurde nach einem andern Aufnahmeverfahren gesucht, das es erlaubt, Texturaufnahmen zu machen. Freundlicherweise hat Herr Dr. R. Müller (CIBA Basel) mit einer Unicam-Universal-Kamera ausgeholfen. Auf Grund seiner Ratschläge wurde folgendermassen vorgegangen:

Der Probe wurde KCl als Eichsubstanz beigemischt (etwa 1:1). Das Gemisch wurde in einen Guinier-Träger eingefüllt und mit dem Spatel flach gestrichen, um eine möglichst gute Regelung der Glimmerblättchen zu erhalten. Das Präparat wurde auf dem Halter so montiert, dass Präparatfläche und Primärstrahl einen Winkel von 23,5° bildeten ($2\theta_{(0\cdot0\cdot10)}$ CuK α schwankt zwischen 45,4° und 47,3°). Von diesem Winkel aus oszillierte das Präparat während der einstündigen Aufnahme um einen Winkel von $\pm 3,5^\circ$. Der Reflex auf (0·0·10) ist zwar nicht so intensiv wie jener auf (006), doch ist man wegen des kleinen Kameradurchmessers (6 cm) auf das grössere Auflösungsvermögen angewiesen. Die 2θ -Werte für (0·0·10) können auf diese Art auf $\pm 0,1^\circ$ genau bestimmt werden.

Resultate

Von den 39 untersuchten Proben enthalten nur zwei Paragonit, zusammen mit Na-haltigem Muskovit. Bei beiden Proben handelt es sich um Glimmer aus Disthen-Stauroolith-Hellglimmer-Quarzkneuern. In allen übrigen Proben wurde lediglich Muskovit gefunden. Nach den Angaben in der Literatur (EUGSTER & YODER) müsste Paragonit in den Glimmerschiefern ebenfalls vorkommen. Dazu ist zu bemerken, dass die hier gemachten Untersuchungen mehr Stichprobencharakter haben, da nicht wie bei einer Aufnahme nach einem fokussierenden Verfahren (Guinier-Kamera, Zählrohr-Goniometer) die ganze Präparatfläche bestrahlt wird, sondern ein punktförmiger Strahl nur einen kleinen Teil des Präparates umfasst. Die Nachweisgrenze liegt sicher über den von HARDER angegebenen 2%. Zudem sprechen petrologische Überlegungen eher gegen ein häufiges Auftreten von Paragonit als gesteinsbildendem Mineral (siehe p. 51).

Die Resultate sind in Fig. 12 zusammengestellt.

Die kleinste Differenz zwischen den Basisreflexen von Paragonit und Muskovit wurde in allen bis jetzt über natürliche Glimmer veröffentlichten Arbeiten in Proben der A. Sponda festgestellt. Daraus folgt, dass wir hier die höchste Mischbarkeit und nach EUGSTER & YODER auch die höchsten Bildungstemperaturen haben. Nach IYAMA (1964) erreicht der Na-Gehalt in Muskovit bei 600°C ein Maximum von 25 Mol.-%. Oberhalb dieser Temperatur ist die Mischbarkeit wieder kleiner. Unabgeklärt ist aber der Einfluss, den die übrigen Phasen der Paragenesen auf die Mischbarkeit haben. Ebenso ist es wegen der wenigen Daten nicht möglich, die genaue Abhängigkeit der Gitterkonstanten vom Na-Gehalt in Muskovit, respektive dem K-Gehalt in Paragonit sowie dem Ca-Gehalt in beiden festzulegen.

Aus dem Diagramm (Fig. 12) geht hervor, dass der Na-Gehalt des Muskovites in den Zweiglimmer-Plagioklasgneissen durchschnittlich niedriger ist als in den Glimmerschiefern. Der Ganna-Gneiss führt reinen Muskovit [$2\theta_{\text{CuK}\alpha}$ für (0·0·10) = 45,4°]. Da innerhalb eines gewissen Gebietes die pT-Bedingungen als

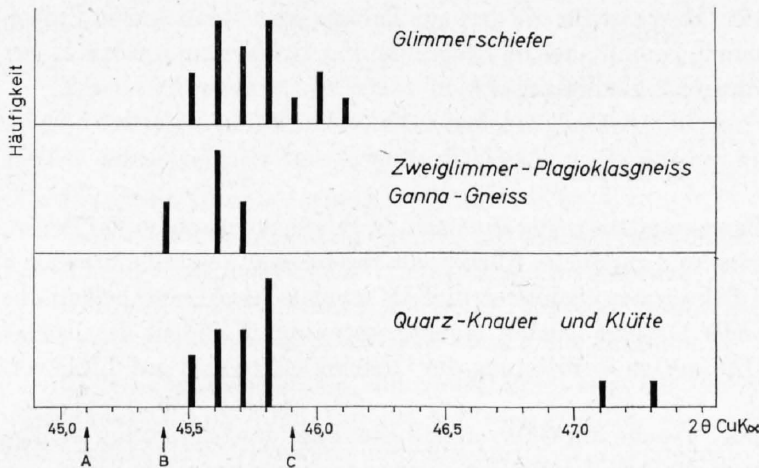


Fig. 12: Häufigkeit der an Muskoviten und Paragoniten der Campo Tencia-Masse gemessenen $2\theta_{(0-0-10)} \text{ CuK}\alpha$ -Werte.

- A synthetischer Muskovit (nach EUGSTER & YODER).
B-C niedrigster und höchster von ROSENFELD in natürlichen Muskoviten gefundener Wert.

gleich angenommen werden dürfen, ist offensichtlich der Na-Gehalt des Muskovites vom Gesteinschemismus abhängig (siehe auch ANK-Diagramm p. 51).

Bei den Knauern finden wir mittlere Werte von $45,7^\circ$. Die grösste Streuung zeigt sich bei den Glimmerschiefern, bei denen wir auch extrem hohe Na-Gehalte finden ($45,5-46,1^\circ$). Der einzige untersuchte Kluftglimmer ($2\theta = 45,6^\circ$) ist ebenfalls Na-haltig. Rechnen wir in d-Werte um, so reicht das Spektrum von $1,998\text{\AA}$ ($45,4^\circ$) bis $1,969\text{\AA}$ ($46,1^\circ$). Eine Probe aus einem Staurolith-Glimmerschiefer zeigt zwei Muskovit-reflexe, der eine entspricht einem reinen, der andere einem Na-haltigen Muskovit.

Auf Grund der chemischen Analysen kann für 20 Mol.-% Paragonit in Muskovit der $d_{(0-0-10)}$ -Wert bei $1,988\text{\AA}$ festgelegt werden.

Die beiden für Paragonit gefundenen 2θ -Werte lauten $47,1^\circ$ und $47,3^\circ$. Sie stimmen gut mit den von anderen Autoren auf A. Sponda beobachteten Daten überein (HARDER $47,3^\circ$; ROSENFELD $47,1^\circ$), die entsprechenden d-Werte lauten: $1,930\text{\AA}$ ($47,1^\circ$) und $1,922\text{\AA}$ ($47,3^\circ$).

Da der Ca-Gehalt der Paragneisse und Glimmerschiefer sehr niedrig ist, wurden die Proben nicht auf Margarit hin untersucht, der die gleichen Röntgeninterferenzen besitzt wie Paragonit.

Die Paragenese Muskovit-Paragonit lässt sich als geologisches Thermometer verwenden (ROSENFELD et al. 1958). In meinem Arbeitsgebiet erlauben es die erhaltenen Werte aber nicht, Isograden zu ziehen. Die d-Werte der 17 Glimmerschieferproben schwanken unabhängig von ihrer geographischen Verbreitung. Die Schwankungen sind wohl eher auf einen unterschiedlichen Gesteinschemismus als auf unterschiedliche pT-Bedingungen zurückzuführen (siehe p. 51).

b) Chemische Analysen

Für eine Reihenuntersuchung an Muskoviten der Lepontinischen Gneissregion wurden von Prof. Schwander auch vier Hellglimmer aus meinem Arbeitsgebiet analysiert.

	Sponda	FK 227	FK 226	FK 220
SiO ₂	45,8	42,8	46,1	47,2
Al ₂ O ₃	37,3	40,0	36,0	34,0
Fe ₂ O ₃	0,0	0,6	0,1	0,7
FeO	0,4	0,5	0,8	0,5
MnO	0,0	0,0	0,004	0,0
MgO	0,5	1,1	1,0	0,9
CaO	0,2	0,0	0,2	0,5
Na ₂ O	2,1	1,4	1,3	1,4
K ₂ O	8,6	8,3	8,6	9,3
H ₂ O ⁺	4,7	5,0	4,8	4,8
TiO ₂	0,4	0,6	0,5	0,6

Fundorte: FK 220, FK 226, FK 227 siehe Gesteinsanalysen p. 24.

Sponda: A. Sponda (Koord. 703.7/142.1).

Die Berechnung des Paragonitanteils im Muskovit für die drei aus Paragneissen stammenden Proben ergibt: 19%, 20%, 20%, Diese geringe Streuung kommt auch im Diagramm Fig. 12 klar zum Ausdruck. Der Hellglimmer der A. Sponda enthält 27% Paragonit in Muskovit.

4. Graphit

Im Felde fielen immer wieder dunkle Bänder auf, die rostig anwittern (z. B. «Sasso rosso» im Val Prato).

Im Dünnschliff findet man opake kleine und rundliche Körner, oft regelmässig über alle Mineralien ausser Quarz und Granat verteilt oder in Schwärmen, Schlieren und als schmale Lagen eine helizitische Fältelung anzeigend. Ob es sich um Erz oder Graphit handelt, konnte wegen der Kleinheit der Körner mikroskopisch nicht entschieden werden. Die rostige Anwitterung des Gesteins schien eher auf diffus verteiltes Erz zu deuten.

Vier Proben wurden genauer untersucht. Bereits die Glühverluste beweisen, dass es sich um kohlige Substanzen oder Graphit handelt und dass der C-Gehalt recht hohe Konzentrationen erreichen kann.

Probe	Glühverlust in Gew.-%
FK 310	2,16
FK 337	7,60
FK 338	9,97
FK 377	24,24

Spektralanalytischer Nachweis

Es wurde nun unter Anleitung von Prof. Schwander versucht, mit Hilfe des Pressverfahrens und der Verwendung eines «Air Jets» den C-Gehalt spektrographisch genauer zu bestimmen. Da die Bogen-Linie $\lambda = 2478,57$ für C nicht sehr empfindlich ist, wurde der CN-Bandenkopf 3883 zur Messung benutzt. Es war bis jetzt jedoch nicht möglich, ein geeignetes Bezugselement und eine entsprechende Puffersubstanz zu finden. Wir verwendeten Cu-Metall als Puffersubstanz und KCl als «Internal Standard». Das Fahr-spektrogramm zeigt eine extrem starke Anregung der CN-Banden in den ersten 10 Sekunden, während Cu (Puffer) und K (Bezugselement) in diesem Intervall nur schwach angeregt wurden (siehe auch DENNEN 1957). Der zeitliche Verlauf der Verdampfung und somit der Anregung stimmt im Intervall von 20–60 sec recht gut mit jener von CN überein. Es wurden deshalb folgende Versuchsbedingungen gewählt:

- Anregung: Wechselstromdauerbogen,
- Vorbrandzeit: 10 sec,
- Abbrandzeit: 50 sec,
- Mischungsverhältnis: AS:KCl:Cu = 1:1:9.

Als Eichsubstanz verwendeten wir spektralreinen Graphit (Typ RW-A). Um eine möglichst vollständige Verbindung von Kohlenstoff mit Stickstoff zu erreichen, wurde im Stallwood-Jet eine gleichmässige Zufuhr von Stickstoff erzeugt.

Resultat

Es zeigte sich, dass die CN-Banden ausserordentlich empfindlich sind. Es lassen sich C-Gehalte von weit unter 1% nachweisen. Die Reproduzierbarkeit ist aber bei diesen Anregungsbedingungen für eine genaue quantitative Analyse schlecht. Für qualitative und halbquantitative Bestimmungen hingegen ist diese Methode vor allem bei kleinen C-Gehalten sehr gut geeignet.

Um sicher zu sein, dass es sich um Graphit und nicht um sonstige organische Substanz handelt, wurde noch eine Guinier-Aufnahme gemacht und ein DTA-Diagramm hergestellt.

Bei der Guinier-Aufnahme wurde die graphitische Substanz nicht angereichert (JÄGER & STRECKEISEN 1958). Die charakteristische Linie ($d = 1,23$) erscheint bei Probe 377 gut, bei 337 und 338 schwach, sie ist bei allen drei Proben unscharf.

Die DTA zeigt bei einer Aufheizgeschwindigkeit von 14°/Min. eine starke exotherme Reaktion, wobei sich das Maximum der Reaktion von 615° C (FK 377 mit 24,24% Glühverlust) nach 815° C (FK 310 mit 2,16% Glühverlust) verschob. J. Hansen erhielt bei Eichmischungen mit reinem Graphit eine gleichsinnige Verschiebung der Peaktemperatur.

5. Biotit

Bereits PREISWERK beschreibt die Abhängigkeit der Biotitfarbe vom geologischen Körper, in dem die Biotite auftreten, und benützte diese Regel in Zweifelsfällen zur Klassifikation. In Schliffen von Gesteinen meines Arbeitsgebietes konnte ich folgende Absorptionsfarben in Richtung der Spaltbarkeit feststellen:

- Leventina-Gneiss: vorwiegend grün,
- Ganna-Gneiss: schmutzig olivgrün mit bräunlichen Tönen,
- Augengneisse der Verzasca: immer braun bis rotbraun,
- Hornblende-Gneisse und Amphibolite: olivgrün, braunoliv und rotbraun,
- Paragneisse und Glimmerschiefer: braun und rotbraun.

In den Paragneissen und Glimmerschiefern zeigt der Biotit eine deutliche Neigung zur Porphyroblastenbildung. Mit 0,5–1 mm Durchmesser wird er grösser als die übrigen Hauptgemengteile. Selten erzeugte eine nachkristalline Beanspruchung knickartige Verbiegungen («kinks»). Chloritisierung siehe p.38.

In ihrer Arbeit über den Biotitchemismus in den Tessiner Alpen haben WENK, SCHWANDER et al. (1963) auch einen Biotit der Campo Tencia-Masse analysiert. Biotite gleicher Zusammensetzung sind in Glimmerschiefern und mesokraten Biotitgneissen der Tessiner Alpen weit verbreitet.

SiO ₂	36,3	Gew.-%	Biotit FK 226
Al ₂ O ₃	18,1	Gew.-%	Fundort: Koord. 697.475/139.860
Fe ₂ O ₃	2,8	Gew.-%	
FeO	16,8	Gew.-%	
MnO	0,06	Gew.-%	
MgO	11,1	Gew.-%	
CaO	0,2	Gew.-%	
Na ₂ O	< 0,1	Gew.-%	
K ₂ O	9,5	Gew.-%	
H ₂ O	3,0	Gew.-%	
TiO ₂	2,0	Gew.-%	
	99,86	Gew.-%	

6. Chlorite, Chloritisierung

Nach der Art des Auftretens können wir zwei Typen unterscheiden:

1. Im Schliffbild garbenförmige Aggregate eines farblosen bis schwach grünlichen oder graugrünlichen Chlorites. Die selbständig im Gefüge erscheinenden idiomorphen Kristalle kristallisierten gleichzeitig oder später als die übrigen Gemengteile.
2. Chlorite, die aus Biotit entstanden und oft lagenweise mit diesem verwachsen sind, sowie Chlorite aus umgewandelten Hornblenden.

Optisch können wir folgende Typen unterscheiden:

Elong.	Doppelbrechung	Pleochroismus	Name
—	0,005–0,007 0,000–0,005	farblos–schwach graugrün farblos–schwach grünlich	Klinochlor
+	0,000–0,005 0,003 ultrablaue IF 0,005–0,010 ultrablaue IF	farblos–schwach grünlich farblos–grün farblos–grasgrün	Pennin

Die garbenförmigen Chlorite sind durchwegs Klinochlore. Sie treten hauptsächlich in Glimmerschiefern auf und können bis 3% des Volumens ausmachen.

Die grünen Chlorite mit anormal blauer Interferenzfarbe entstanden vorwiegend aus Biotiten der Leventina-, Ganna- oder Verzasca-Augengneisse. Die braunen Biotite der Campo Tencia-Masse wandeln sich in schwach grünliche Chlorite mit niedrigen Interferenzfarben um. Vereinzelt sind Klinochlor und Pennin lagenweise miteinander verwachsen.

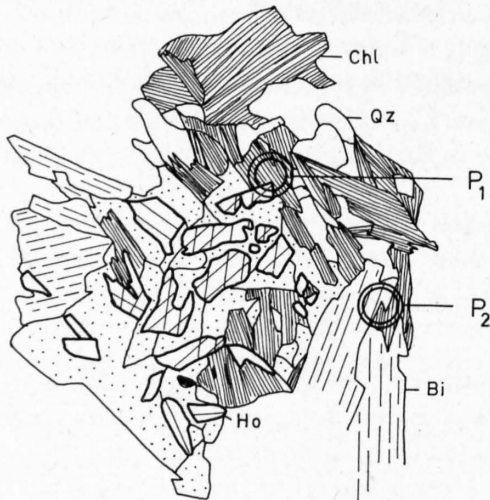


Fig. 13a: In Kalzit (punktiert) und Chlorit (Chl) umgewandelte Hornblende (Ho). Die Hornblendereste schwimmen in Kalzit. Biotit (Bi) ebenfalls chloritisiert. P₁ und P₂ die mit der Mikrosonde untersuchten Stellen. Vergr.: etwa 50mal.



Fig. 13b: In Chlorit (eng schraffiert) umgewandelter Biotit mit Alkalifeldspatkörnern (punktiert) als Nebenprodukt. Vom Biotit sind nur noch kleine Relikte vorhanden (Bi). Vergr.: etwa 50mal.

In einem Fall wurden Chlorite einer Kluft auf der Röntgen-Mikrosonde untersucht (Fig. 13a). Die Hornblende ist zum grössten Teil in Klinochlor + Kalzit umgewandelt worden, und der Biotit ist chloritisiert. In diesem Beispiel sind die Chlorite unabhängig von ihrer Entstehung chemisch identisch. Die halbquantitative Analyse ergab einen grossen Aluminiumgehalt. Das Verhältnis von Mg zu Fe beträgt ungefähr 7:5.

Alkalifeldspatbildung bei der Chloritisierung

Bei der Umwandlung von Biotit in Chlorit muss Kalium frei werden. In verschiedenen Dünnschliffen beobachtet man kleine Alkalifeldspatkörner, die im Chlorit stecken oder unmittelbar an ihn grenzen (Fig. 13b).

In einem zweiten Beispiel sind gegen eine haarfeine Kluft hin alle Biotite chloritisiert. Der Alkalifeldspatgehalt wird gegen die Kluft hin grösser, und unmittelbar am Klufrand entstand ein Saum von grossen rekristallisierten Alkalifeldspäten. CHAYES (1954) kam auf Grund von Modalanalysen ebenfalls zur Ansicht, dass Alkalifeldspat ein Nebenprodukt der Chloritisierung von Biotit sei. Unser Beispiel ist insofern noch klarer, als Alkalifeldspat im übrigen Gefüge nicht vorhanden ist.

Da der Chlorit etwas Mg-reicher ist als der Biotit, muss auch Erz frei werden. Tatsächlich schalten sich oft Ilmenitplättchen zwischen die Chloritrosetten ein. Auch beobachtet man in ausgebleichten Biotiten ein Sagenitgitter.

7. Staurolith

Staurolith tritt ausschliesslich in Form von grösseren, bis zu 3 cm langen Porphyroblasten auf. Abgesehen von vereinzelt Bändern in Gneissen kommt er nur in Glimmerschiefern vor.

Im Schliff erkennt man häufig Skelette von Staurolith mit teilweise idiomorphen Umrissen. Die Skelette sind mit Quarz gefüllt, der zudem um den Staurolith einen Hof bildet (siehe Fig. 10). Helizitische Strukturen aus Graphit werden von länglichen Quarz- und von kleinen Muskoviteinschlüssen nachgezeichnet. Oft sind Turmalin, Rutil, seltener Granat eingeschlossen. Hin und wieder beobachtet man Klinochlor in Rissen oder als garbenförmige Bündel an intakte Korngrenzen angeschmiegt. Orientierte Verwachsungen mit Disthen sind verhältnismässig selten.

A. JUURINEN (1956) hat für seine Arbeit über Staurolithe auch einen Staurolith des P. Forno-A. Sponda-Gebietes sowohl chemisch wie auch mineralogisch eingehend untersucht. Da ich seine Analyse in allen Diagrammen benutzte, sei sie als Beispiel angeführt. Weitere acht von andern Bearbeitern an Staurolithen der A. Sponda gemachte chemische Analysen sind in der Arbeit von A. JUURINEN zu finden.

SiO ₂	27,46 Gew.-%
TiO ₂	0,58 Gew.-%
Al ₂ O ₃	53,94 Gew.-%
Fe ₂ O ₃	1,16 Gew.-%
FeO	12,22 Gew.-%
MgO	2,24 Gew.-%
MnO	0,18 Gew.-%
CaO	0,00 Gew.-%
H ₂ O	2,37 Gew.-%
	<u>100,15 Gew.-%</u>

Staurolith A. Sponda

(A. JUURINEN 1956, p. 29)

Atome pro Einheitszelle (A. JUURINEN p. 37)

O	48,35
Si	7,63
Al + Fe ³⁺ + Ti	18,02
Fe ²⁺ + Mg + Mn	3,81
H	4,39

8. Disthen

Disthen ist viel seltener als Staurolith und erscheint meistens akzessorisch. Gehalte bis zu 20% kann man vereinzelt in Glimmerschiefern der A. Sponda feststellen.

Im Schliff sind die Kristalle vorwiegend idiomorph. Sie finden sich häufig in den muskovitreichen Partien. In disthenreichen Schiefen bestehen die Einschlüsse aus Quarz, Rutil, Boitit und selten aus Granat.

Ä. HENRIQUES (1956) analysierte aus dem Gebiet A. Sponda–P. Forno einen farblosen bis blassblauen Disthen. Er fand eine Übereinstimmung mit der theoretischen Formel und keine höheren Alkaligehalte als 0,06%! Es ist deshalb anzunehmen, dass die von JAKOB (1937) in Disthenen der A. Sponda gefundenen Alkaligehalte auf Verunreinigungen zurückzuführen sind (z. B. Muskovit).

L. BARIĆ (1940) bestimmte die an Disthenen der A. Sponda vorkommenden Kristallflächen und die kristallographischen Konstanten.

9. Granat

Granate finden sich sozusagen in jedem Schliff von Paragneissen. Ihre Grösse schwankt von 0,1 mm in Knotengneissen und Biotit-Plagioklasgneissen bis zu 10 mm in den Granat-Glimmerschiefern. Morphologisch können wir mehrere Typen unterscheiden:

1. Vorherrschend sind Granatkörner mit gerundeten Kanten. Im Schliff sehen sie recht homogen aus. Als seltene Einschlüsse finden wir kleine Erzkörner. Dieser Typ tritt sowohl in Gneissen wie in Glimmerschiefern auf. In Glimmerschiefern können gerundete Granate einen Kern mit idiomorphen Umrissen enthalten. Der Kern führt winzige Einschlüsse, der Rand ist einschlussfrei. Im Granat-Glimmerschiefer FK 328 besteht ein Teil der Einschlüsse aus einem hoch doppelbrechenden Mineral (evtl. Muskovit).
2. Die Granate der Knotengneisse sind idiomorph. Idiomorphe Porphyroblasten finden wir aber auch in Glimmerschiefern.
3. Auffällig sind die atollförmigen Granate, die wir in Zweiglimmer-Plagioklasgneissen beobachten (z. B. Vallone di Gribbio). Die äusserlich gerundeten Kristalle zeigen einen idiomorphen Innenrand.

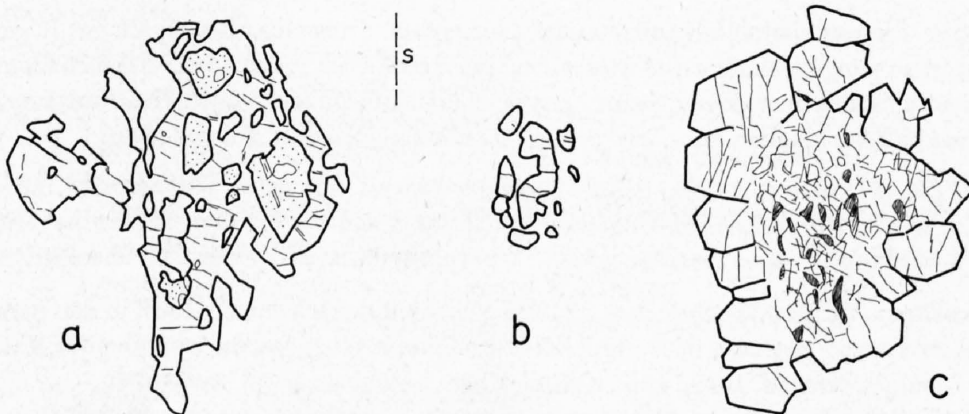


Fig. 14: Granatformen (Erklärung siehe Text).

14a und 14b Vergr.: etwa 35mal; 14c Vergr.: etwa 12mal.

4. Sehr selten sind skelettartige Formen, die die übrigen Gemengteile umschliessen. Der in Fig. 14a dargestellte Kristall stammt aus einem Muskovit-Plagioklasgneiss des gebänderten Amphibolites (P. di Soveltra). Eingeschlossen sind Quarz, Plagioklas und Muskovit.
5. In den quarzreichen Muskovitschiefern (Quarzitgneisse von P. HASLER) westlich der A. Zaria (Campolungo) treffen wir auf seltsame blumenkohlartige Agglomerate von Granat (Fig. 14c). Den äusseren Umriss bilden aneinandergrenzende idiomorphe Kristalle. Gegen innen werden die Granate zusehends rissiger und enthalten ein Gewirr von Einschlüssen aus Biotit, Chlorit und untergeordnet Plagioklas und Erz. Als mögliche Entstehung käme die Zertrümmerung eines Porphyroblasten in Frage, dessen Bruchstücke als Ansatzpunkte für erneutes Wachstum dienen. Für eine derartige Hypothese sprechen Häufchen von kleinen gerundeten Kristallen in Zweiglimmer-Plagioklasgneissen, in denen offenbar nur das Stadium des Zerbrechens erreicht wurde (Fig. 14b).

Dass Granate in bezug auf die übrigen Porphyroblasten älter sein können, bezeugen die Einschlüsse von Granat in Staurolith, Disthen, Plagioklas und – allerdings selten – in Biotit.

Die Granate weisen oft Risse senkrecht zu *s* auf, sind also mechanisch noch beansprucht worden (prä- oder synkinematisch kristallisiert oder postkristallin in einer Spätphase deformiert).

Wahrscheinlich haben wir es in unseren Gesteinen mit verschiedenaltigen Granaten zu tun. Trotzdem können alle Typen während der alpinen Gebirgsbildung entstanden sein, da P. HASLER (1949, p. 75) in den mesozoischen Bündnerschiefern prä-, para- und postkinematische Granate unterscheiden konnte.

Chemische Zusammensetzung

Vier Granate wurden mit der Röntgen-Mikrosonde analysiert. Aus den FeO-Bestimmungen und den Konzentrationen von Ca, Fe, Mg und Mn ergeben sich folgende Anteile der verschiedenen Phasen (in Mol.-%):

	FK 328	FK 329	FK 340	FK 343
Almandin	80	75	71	76
Andradit	4	8	8	3
Pyrop	13	15	15	17
Spessartin.....	3	3	6	4

Modalbestand des Gesteins und Fundorte: siehe Gesteinsanalysen.

Die analysierten Granate haben nach MIYASHIRO (1953) den für die Mesozone einer regionalen Metamorphose typischen almandinreichen Charakter.

10. Akzessorien

Turmalin: Ein nur sporadisch auftretender Gemengteil. Turmalinsubstanz scheint in geringem Ausmass gewandert zu sein, da man hin und wieder Turmalinkristalle in Nestern auf *s*-Flächen findet. Im Schliiff ist er an seinen typischen dreieckigen Querschnitten und einem bläulich-grünen Pleochroismus zu erkennen. Oft ist eine innere Zone bläulich-grün, eine äussere schmutzig-grün oder gelblich-grün.

Apatit: Ein praktisch in keinem Schliiff fehlendes Mineral, das selten idiomorphe Umrisse zeigt. Die rundlichen bis ovalen Körner erreichen mittlere Korngrössen von 0,2–0,5 mm. Die normale Konzentration von 0,3–1,0% wird nur in einem Graphitgneiss (FK 377) mit 4% Apatit wesentlich überschritten.

Ti-Mineralien: Von den Ti-Mineralien tritt der gelblich durchscheinende *Rutil* in den Paragneissen oft auf. Mit ihm zusammen erscheint in Hornblende-Plagioklasgneissen und in Amphiboliten *Titanit*, der Gehalte bis zu 2 Vol.-% erreicht. Dabei kann Titanit kleine Kerne von Rutil ummanteln.

Ilmenit schaltet sich in dünnen Plättchen in Klinochlorrosetten ein. Manchmal sieht man, wie Ilmenit teilweise in Rutil umgewandelt wurde. Auch dort, wo Erz mit Rutil verwachsen ist, dürfen wir damit rechnen, dass es sich beim Erz um Ilmenit handelt.

Erz: Obwohl opakes Erz bis zu 2 Vol.-% ausmachen kann, wurde es nicht systematisch untersucht. Immer wieder trifft man auf ein klümpchenartiges Erz, das von einem blutrot durchscheinenden Mineral (Hämatit?) umsäumt wird.

Auf der Röntgen-Mikrosonde wurden 5 Erzkörner aus 2 Glimmerschieferproben untersucht. Das zum Teil löchrige Erz war in allen Fällen *Ilmenit*. Zumindest in den Glimmerschiefern dürfte Ilmenit das wichtigste Erz sein.

In einzelnen Fällen erkennt man im Handstück von blossen Auge *Pyritkristalle* (hauptsächlich im Leventina-Gneiss). Beim Versetzen und Erwärmen des Analysenpulvers FK 220 mit konzentrierter Salzsäure liess sich schwacher Schwefelwasserstoffgeruch feststellen; auch in diesem Fall wird ein Teil des Erzes in Form von Pyrit vorhanden sein.

Zirkon: Ist in Form kleiner Stengelchen ($0,2 \times 0,05$ mm) fast in jedem Schliff in sehr geringen Mengen zu finden.

Pleochroitische Höfe in Biotit trifft man oft, doch sind sie mit Vorsicht zu interpretieren. Nach einer Arbeit von SCHWANDER & WENK (1965) sind in Gneissen alpinen Alters die die pleochroitischen Höfe erzeugenden Mineralien durchwegs Monazit.

Zoisit und Orthit fehlen in den Paragneissen und Glimmerschiefern; Klinozoisit und Epidot sind äusserst selten.

IV. Quarz-Feldspat-Knauer und Klüfte

A. Beschreibender Teil

1. Auftreten und Mineralbestand der Knauer

Quarzknauer – mit oder ohne Begleitminerale – sind in den Paragneissen und Schiefer der Campo Tencia-Masse weit verbreitet. Derartige Knauer und Adern sind auch in andern regionalmetamorphen Serien eine gewöhnliche Erscheinung.

Zwischen A. Sponda und P. Forno findet man die bekannten Museumsstufen mit Staurolith, Disthen und «Paragonit»¹⁾. Da der Zusammenhang zwischen ihnen und den Quarzknauern offensichtlich ist, lohnte sich ein näheres Studium. Auf diesen Zusammenhang haben schon KÖNIGSBERGER (1908) und neuerdings HÜGI (1965) hingewiesen.

Der Mineralbestand der Knauer ist sehr mannigfaltig. Neben reinen Quarzknauern treten hauptsächlich folgende Paragenesen auf:

Quarz-Feldspat mit: Andalusit – Disthen
Disthen – Muskovit
Andalusit – Disthen – Muskovit
Muskovit – Paragonit – Disthen – Staurolith

Dazu kommen akzessorisch Turmalin und Chlorit, letzterer vorwiegend in Knaubern mit Andalusit. Seltener sind folgende Paragenesen:

Quarz mit: Rutil (bis daumengrosse Kristalle)
Ilmenit (Plättchen bis 5 cm Durchmesser)
Turmalin
Rutil, Turmalin, Hellglimmer und Ilmenit

¹⁾ In den Sammlungen findet sich oft die irreführende Fundortangabe «Monte Campione». Alle derartig bezeichneten Proben stammen in Wirklichkeit aus dem A. Sponda-P. Forno-Gebiet (siehe PARKER 1940, p. 235).

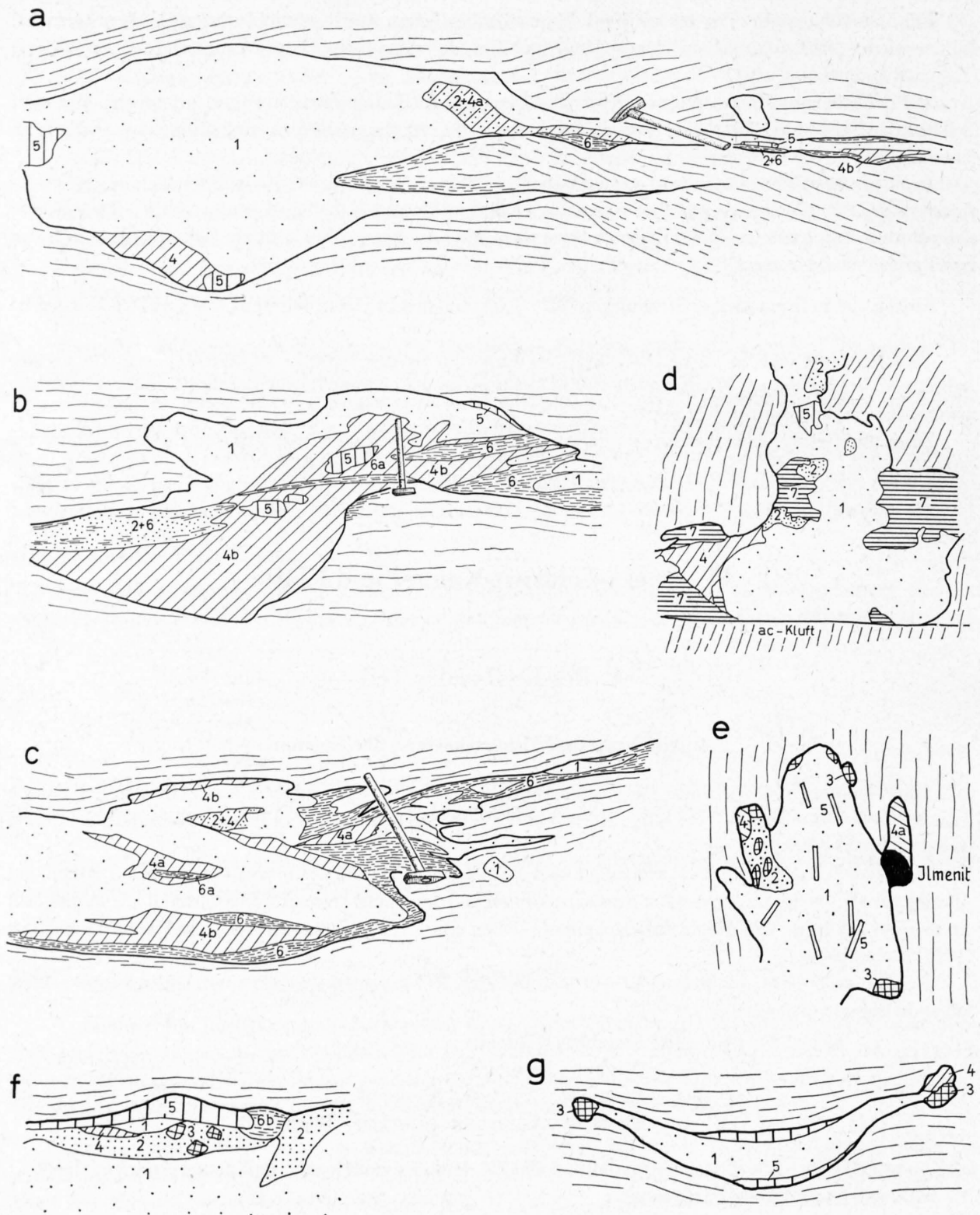


Fig. 15: Beispiele von Quarzkauern mit ihren Begleitmineralien.

a-c: Quarzkauer mit Disthen, Staurolith, «Paragonit» nördlich der A. Sponda.

a) Koord. 703.050/142.025/2240

b) Koord. 703.100/141.950/2200

c) Koord. 703.400/141.800/2100

d: Quarz-Feldspat-Kauer mit Disthen und Chlorit, A. Toira, 2117 m ($\frac{1}{15}$ natürlicher Grösse).

e-g: Quarz-Feldspat-Knauer mit Disthen und Andalusit, Val Prato.

e) Koord. 698.550/141.100/1920 (etwa $\frac{1}{4}$ natürlicher Grösse)

f) Koord. 697.800/142.900/2580 (etwa $\frac{1}{5}$ natürlicher Grösse)

g) Koord. 697.050/141.850/2280 (etwa $\frac{1}{5}$ natürlicher Grösse)

1 = Quarz

2 = Plagioklas

3 = Andalusit

4 = Hellglimmer

4a = Hellglimmer mit Disthen

4b = Hellglimmer mit Disthen und Staurolith

5 = Disthen

6 = Biotit

6a = Biotit mit Staurolith

6b = Biotit mit Turmalin

7 = Chlorit

2. Aufbau der Knauer

Mit Ausnahme von Andalusit sind alle Mineralien der Knauer auch gesteinsbildend. Die Kristalle werden allerdings um ein Mehrfaches grösser als jene des Nebengesteins. In Fig. 15 sind ein paar typische Beispiele dargestellt. Wir erkennen, dass die einzelnen Mineralien nicht beliebig verteilt, sondern in einer ganz bestimmten Anordnung vorliegen. Zudem sind einige Mineralien bevorzugt in Zweiergruppen assoziiert, wie z. B.:

Andalusit – Plagioklas

Disthen – Muskovit

Wir können zwischen Randzone und Kern des Knauers unterscheiden und erstere meist noch in eine äussere und eine innere Randzone unterteilen.

Im Verlaufe der Feldbegehungen stellte sich heraus, dass wir zwei Gruppen, die wahrscheinlich nicht zur gleichen Zeit und unter gleichen Umständen entstanden sind, unterscheiden müssen:

Die erste Gruppe mehr regionalen Charakters bilden Knauer mit Disthen und Andalusit, zu denen auch die Funde PREISWERKS (1918, p. 60) im Val Campala und Val Lareccio gehören.

In die zweite Gruppe gehören die sogenannten «Staurolith-Disthen-Paragonitschiefer» der A. Sponda. Eine Übersicht über die Verbreitung der beiden Typen gibt die Fundortkarte Fig. 16.

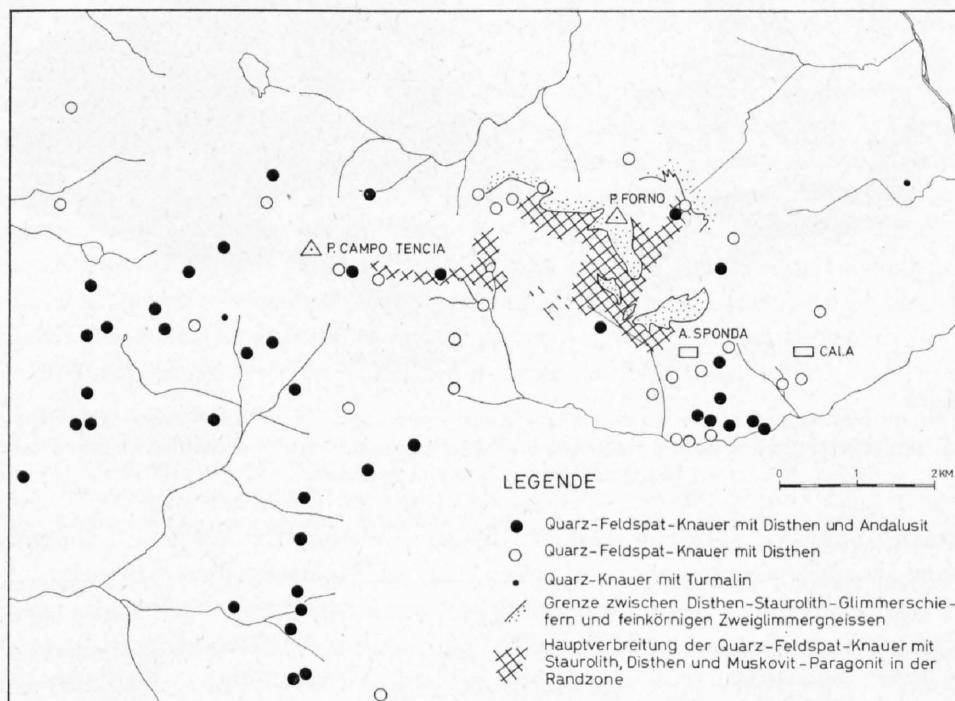


Fig. 16: Fundorte von Knauern mit Andalusit und Disthen. Verbreitung der «Paragonitschiefer».

3. Quarz-Feldspat-Knauer mit Andalusit und Disthen

Von den drei Al_2SiO_5 -Modifikationen kommen Andalusit und Disthen häufig zusammen in Knauern vor. Den Andalusit erkennt man an seiner blass-fleischroten Farbe. Im Schliff ist er farblos oder zeigt einen fleckigen rötlichen Pleochroismus. Innerhalb des Knauers tritt er meist zusammen mit Plagioklas (Oligoklas) auf. Disthen dagegen findet sich in der Randzone oder ist vom Rande her in den Quarz eingespiesst. Im Kern des Knauers ist er nur selten vorhanden.

Der Gehalt an Disthen ist sehr verschieden. Es existieren zahllose Knauer ohne Disthen. In den Zweiglimmer-Plagioklasgneissen macht Disthen weniger als einen Zehntel des Knauervolumens aus. In Glimmerschiefern dagegen trifft man hie und da auf Knauer, die beinahe ausschliesslich aus Disthen bestehen.

Auf der Fundortkarte erkennt man, dass die Knauer mit Andalusit und Disthen hauptsächlich in den feinkörnigen Paragneissen auftreten und in den Glimmerschiefern der A. Sponda gegenüber den Knauern mit Staurolith, Disthen und Hellglimmer zurücktreten oder fehlen. Die Paragenese Andalusit-Disthen erstreckt sich weit gegen Norden. Die Grenze gegen Quarzknauer, die nur Disthen enthalten, liegt möglicherweise ausserhalb meines Arbeitsgebietes.

Die Grösse der Knauer schwankt beträchtlich; meist sind sie faust- bis mehrere Dezimeter gross. In den Vallone di Gribbio wurden aber auch Quarzlin sen abgebaut, die über hundert Kubikmeter Quarz enthielten.

Schliffbeobachtungen

Im Dünnschliff beobachtet man vereinzelt, wie Disthen und Andalusit miteinander verwachsen sind. Fig. 17 zeigt rechteckige Distheneinschlüsse in Andalusit, die genau in der Fortsetzung des Disthenkristalls rechts aussen liegen. Der Disthen am linken Rand ist leicht verdreht. Der Andalusitkristall ist nicht einheitlich, sondern zeigt Bereiche, die um einige Grad verschieden auslöschten. Die Disthenzeilen durchsetzen diese Bereiche unbeeinflusst. Dieses Bild schliesst zumindest aus, dass Disthen jünger als Andalusit ist.



Fig. 17: Andalusit (punktiert) mit Einschlüssen von Disthen (schwarz). Aussen Muskovit (schraffiert), Klnochlor (garbenförmig) und Quarz (weiss). Vergr.: etwa 7mal.

O. H. ERDMANNSDÖRFFER (1928) beschreibt Disthen-Andalusit-Knauer von Landarenca im Val Calanca. Er fand ebenfalls Durchwachsungen, aber keine «kristallographisch eindeutig definierte Verwachsung, wenn eine gewisse Regelung unverkennbar ist», und bemerkt weiter: «Denn hier zeigt die Art der „schriftgranitischen“ Verwachsung beider Mineralien und vor allem das gleichzeitige Auftreten von Disthen und Andalusit in den Pegmatitfeldspäten, dass ihrer beider Bildungszeit eben in die Pegmatitphase selbst fällt.» In unserem Beispiel ergab eine Messung auf dem U-Tisch, dass (100) von Disthen mit (110) von Andalusit verwachsen ist.

Wenn auch die nachträgliche Bildung von Andalusit wahrscheinlicher ist, so können wir auf Grund petrologischer Überlegungen den Fall der gleichzeitigen Bildung nicht ausschliessen (siehe p. 47).

Die häufig zusammen erscheinenden Mineralien Muskovit und Disthen können lamellar miteinander verwachsen sein, doch lässt sich aus den Schliffbildern keine eindeutige Altersangabe herauslesen.

Damit Disthen in Muskovit umgewandelt werden könnte, müsste Kalium zugeführt werden. Dieses können wir vom Knauerrand beziehen, wo der Biotit teilweise chloritisiert wurde.

Da Muskovit mit Chlorit zusammen Risse in Andalusit füllt und auch Kluftmineral ist, dürfen wir annehmen, dass Muskovit während mehrerer zeitlich verschiedener Phasen entstand.

In einem Schliff, der den Knauerrand enthält, führt ein schmaler Saum (1 mm) hauptsächlich chloritierten Biotit, dann folgt eine Zone mit garbenförmigem Klinochlor, Plagioklas sowie reichlich Apatit und Turmalin. Schliesslich beginnt der eigentliche Knauer mit teilweise verbogenem Disthen (50–75%) und Muskovit. Apatit und Turmalin sind auch in den übrigen Beispielen häufig in der äusseren Randzone konzentriert.

Die bis zentimetergrossen Oligoklase sind manchmal fast vollständig serizitisiert.

4. Die Staurolith-Disthen-Hellglimmerparagenese des A. Sponda-P. Forno-Gebietes

In diesem Typ fehlen Andalusit und Plagioklas im Innern der Knauer. Plagioklas ist in der inneren Randzone konzentriert. Staurolith erscheint in zwei Positionen. In der äusseren Randzone ist er mit Biotit und untergeordnet Disthen zusammen Hauptgemengteil. Die schönen Stufen mit Staurolith und Disthen auf Hellglimmer stammen aus der innern Zone.

Hellglimmer

Hier soll gleich das Wort «Hellglimmer» erklärt werden. Die «Staurolith-Disthen-Paragonitschiefer», wie die Museumsstufen benannt werden, enthalten keineswegs immer Paragonit. In den von mir untersuchten Proben konnte ich nur in 2 von 12 Fällen Paragonit nachweisen. Bei einem Handstück mit Staurolith, Disthen und einem feinschuppigen seidenglänzenden Glimmer («typischem Paragonit») wurde nach einem ersten negativen Befund vermutet, dass die Siebfraktion zu grob war und deshalb nur Muskovit enthielt. Aber auch eine zweite Aufnahme, für die «Paragonit» mit dem Messer von der Stufe gekratzt wurde, enthielt keinen Paragonit.

In einem andern Beispiel wurde der Übergang vom Nebengestein in den Knauer untersucht. Der Glimmerschiefer enthielt reinen Muskovit und Na-reichen Muskovit nebeneinander. In der Übergangszone findet sich der Na-reiche Muskovit, während die Staurolith-Disthen-Muskovitzzone nur den relativ reinen Muskovit enthielt. In einem dritten Fall enthielt das Nebengestein ebenfalls den Na-reicheren Muskovit als die Hellglimmerstufe.

H. HARDER (1956) schreibt auf p. 243: «Bei allen Glimmern, die zusammen mit Cyanit in Quarzgängen auf der Alpe Sponda vorkommen, handelt es sich um Muskovite.» Er fand aber in 12 Proben von Staurolith-Disthenschiefern: Paragonit, Na-haltigen Muskovit und teilweise auch reinen Muskovit.

In den beiden von mir untersuchten Proben mit Paragonit fehlt Oligoklas.

FK 417 setzt sich beinahe ausschliesslich aus sehr feinschuppigem Glimmer mit etwas Disthen und Spuren von Staurolith zusammen. Die fast dichte Glimmermasse hat bläuliche Farbe und fühlt sich fettig an (Ostgrat P. Penca, Koord. 699.900/142.650/2900).

FK 430 unterscheidet sich dem Ansehen nach nicht von anderen Stufen mit seidenglänzendem weissem Glimmer und Disthen. Sie führt Quarz, aber keinen Plagioklas (nördlich P. del Laghetto, Koord. 702.000/143.100/2600).

Paragonit ist ein Mineral, das auf der Alpe Sponda sicher vorkommt, doch wird man ihn nicht in jeder Stufe finden. So erklärt es sich auch, dass McCORMICK (1934) die Existenz von Paragonit auf Grund nur einer analysierten Probe bestreiten konnte. Im allgemeinen kommt Paragonit mit Na-haltigem Muskovit zusammen vor, doch haben EUGSTER & YODER (1954) auch röntgenographisch reine Paragonitproben nachgewiesen. Sie erwähnen, dass Paragonit im allgemeinen in albitfreien Paragenesen zusammen mit Chloritoid und/oder Chlorit vorkomme (Grünschieferfazies!).

Leider habe ich die Beziehungen zwischen Paragonit und Plagioklas zu wenig untersucht, um aussagen zu können, ob sich die beiden Na-haltigen Mineralien ersetzen oder nicht.

Wie die Beispiele in Fig. 15 zeigen, sind die Verhältnisse auf A. Sponda weniger übersichtlich als bei den Knauern mit Andalusit und Disthen. Die aluminiumreichen Randzonen sind entsprechend dem Charakter des Nebengesteins viel mächtiger und vielgestaltiger. Die schönsten gefundenen Stufen sind jene, in denen ein wenige Millimeter mächtiges Bändchen konkordant zur Schieferung nur Disthen, Staurolith und Hellglimmer enthält. Im Schliff lassen sich gegen solche Bändchen hin keine Änderungen des Modalbestandes feststellen. Immerhin wäre auch in solchen Fällen ein indirekter Zusammenhang mit einem Quarzknauer möglich. So beobachtet man oft (Fig. 15a), wie ein Quarzknauer in Richtung *s* ausschwänzt und das schmale Ende nur noch die oben erwähnte Paragenese enthält.

5. Disthen als Kluftmineral

Unterhalb der A. Sponda enthält eine offene Kluft wundervolle Muskovitrosetten sowie Chloritkugeln auf Quarz. In der Quarzmasse finden sich Disthene von blassblauer bis blauer Farbe. Sie ragen zwar nirgends in den Hohlraum hinaus, befinden sich aber zwischen Quarzkristallen, die frei in die Öffnung ragende Enden haben. Diese Aggregate sitzen der Kluftfläche auf. Falls wir den Quarz als Kluftquarz bezeichnen, so dürfen wir auch dem Disthen das Prädikat «Kluft» zuordnen. Bemerkenswert sind in dieser Kluft grosse rhomboedrische Kalzite, auf denen ebenfalls Muskovit und Chlorit kristallisierte.

In einer im Schutt gefundenen Stufe (Val Prato) mit Quarzkristallen enthält ein querliegender, vollständig idiomorpher Quarzkristall einen feinen Disthenstengel als Einschluss.

A. MIYASHIRO (1951) beschreibt Drusen in muskovit- und disthenreichen Knauern, in denen der Hohlraum gelegentlich von Disthen gequert wird.

Ähnliche Verhältnisse traf M. FONTEILLES (1965) bei Quarzadern in Staurolith-Disthen-Glimmerschiefern, wo monomineralische Disthenmassen frei in eine Druse hineinragende, idiomorphe Kristalle bilden.

6. Al_2SiO_5 -Modifikationen

In den letzten zehn Jahren erschienen zahlreiche Phasendiagramme für Al_2SiO_5 -Modifikationen. Sie wurden erstellt auf Grund von Experimenten oder auf Grund petrologischer Überlegungen. Die Phasengrenzen haben bei den verschiedenen Autoren einen geometrisch sehr ähnlichen Verlauf, doch wird der Tripelpunkt im pT-Feld ganz verschieden fixiert. Die gegebenen Werte lauten:

390°C/9 kb	KHITAROV et al. (1963)
300°C/8 kb	BELL (1963)
410°C/2,4 kb	WEILL (1966)
500°C/3 kb	FYFE & TURNER (1966)
520°C/4 kb	NEWTON (1966)
400°C/?	HETANEN (1956)
570°C/7,5 kb	WINKLER (1965)
550°C/7,5 kb	SCHUILING (1962)

Die ersten fünf Autoren erhielten die Lage des Tripelpunktes auf Grund experimenteller oder thermodynamischer Daten. Die drei letzten benutzten Paragenesebetrachtungen und damit zusammenhängende Experimente, um den Tripelpunkt zu fixieren.

Ich möchte hier dem Beispiel von MIYASHIRO (1949) folgen, der den Verlauf der Phasengrenzen darstellt, ohne ihnen bestimmte Druck- und Temperaturwerte zuzuordnen.

In der lepontinischen Gneissregion erscheint Sillimanit in Gneissen und Knauern der höchstmetamorphen Zone («Wurzelzone»), einem Gebiet mit alpinen Migmatiten.

Da wir zur Zeit der Metamorphose in einem Profil von der Campo Tencia-Gruppe gegen Süden, bis in die Gegend von Bellinzona, nicht mit einer erheblichen Druckzunahme rechnen müssen, dürfte die Linie AB den

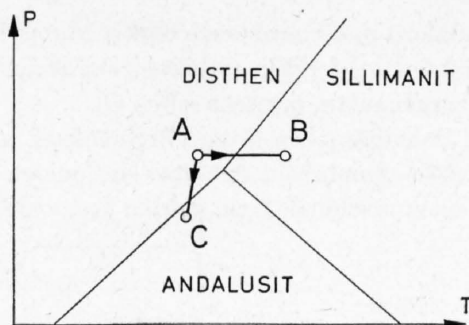


Fig. 18: Phasendiagramm der Al_2SiO_5 -Modifikationen.

Verhältnissen der Regionalmetamorphose entsprechen. Andalusit fehlt als gesteinsbildendes Mineral. Wir befinden uns daher in einem Druckbereich, der oberhalb des Tripelpunktes liegt (Barrow-Typ der Metamorphose).

Die Paragenese Andalusit–Disthen der Knauer erhalten wir, wenn wir uns von A in Richtung C bewegen, d. h. falls der Druck abnimmt. Geht diese Druckabnahme während der Knauerbildung bei schwach fallender Temperatur kontinuierlich vor sich, so erreichen wir einen Zustand, bei dem Andalusit und Disthen nebeneinander im Gleichgewicht kristallisieren. Interpretieren wir in Fig. 17 den Andalusit als eindeutig jüngere Phase, besteht also ein zeitlicher Hiatus zwischen der Kristallisation von Disthen und von Andalusit, so gelangen wir während dieses zeitlichen Unterbruchs vom Stabilitätsfeld des Disthens in jenes von Andalusit.

7. Knauer und Klüfte

Vor allem im Westteil des bearbeiteten Gebietes habe ich hie und da Quarz-Feldspat-Knauer mit Andalusit und Disthen beobachtet, bei denen die Quarzmasse im Kern offene Hohlräume mit idiomorphen Kristallen aufweist.

Drusenminerale sind Quarz mit Chlorit und/oder Muskovit. Dies beweist, dass die Knauer offene Klüfte enthalten können und dass beide genetisch irgendwie zusammenhängen.

Auf A. Sponda fand ich in Staurolith-Disthen-Hellglimmerschiefern und den sie begleitenden Quarzmassen nie eine offene Kluft. Ein Blick auf die Fundortkarte (Fig. 16) zeigt, dass wir die Mineralstufen nicht überall in den Glimmerschiefern finden, sondern nur in einem Gebiet nahe der Grenze gegen die sich rheologisch anders verhaltenden leukokraten Biotit-Plagioklasgneise.

Die Kluftminerale selbst wurden nicht näher untersucht; mengenmässig herrschen Quarz, Chlorit und Muskovit vor. Im übrigen sei auf die Schriften von J. KÖNIGSBERGER (1908), C. TADDEI (1937) und L. PARKER (1954) verwiesen.

8. Hydrothermale Hornblende-Mobilisate

Neben der Quarzknauerbildung existiert noch ein zweiter Typ der hydrothermalen Mobilisation, der direkt zu den geradlinig verlaufenden, mit Chlorit belegten Klüften überleitet.

In einem feinkörnigen Biotit-Plagioklasgneiss mit 10–20% Biotit und bis zu 5% feinkörnigem Granat findet sich eine zentimetermächtige, mehr oder weniger geradlinige Kluft. Diese steht senkrecht auf den s-Flächen und ist mit Chlorit und aktinolithischer Hornblende gefüllt. Der ausgebleichte Rand hat eine Breite von 1,5 cm. Im Schliff erkennt man, dass der ausgebleichte Rand zur Hauptsache aus Plagioklas mit diffus verteiltem Alkalifeldspat besteht. Ein wenig Granat ist noch vorhanden. Der Biotit ist bis auf chloritisierte Reste verschwunden. Im Zentrum sind Chlorit und Kalzit Hauptgemengteile geworden, in deren Gewebe zahlreiche Reste einer aktinolithischen Hornblende schwimmen. Ebenso sind vereinzelte, chloritisierte Biotit-Porphyroblasten zu finden.

Wir müssen also annehmen, dass in einer ersten Phase aktinolithische Hornblende und Chlorit auskristallisierten. Bei Erreichen einer tieferen Temperatur wurde die Hornblende instabil und in Kalzit und Chlorit umgewandelt. Beide Paragenesen gehören der Grünschieferfazies an.

In anderen Beispielen fehlt die letzte Phase; Chlorit und Hornblende blieben stabil. Besonders südlich Ces stehen Gneisse an, die zahlreiche hornblendeführende Äderchen enthalten. Im übrigen treffen wir derartige Mobilisate, gemessen an den zahlreichen Quarzknauern, nur sehr selten an.

Wahrscheinlich konkretionär entstanden sind Dolomitknollen (5 cm Durchmesser) in karbonatführenden Glimmerschiefern westlich des P. Crozina und im Amphibolit des grossen Couloirs nördlich der Tre Corni. Auf den weissen bis gelbbraunen Dolomit folgt eine schmale Zone weissen Tremolits, der gegen aussen von grünem Strahlstein abgelöst wird.

B. Zur Genese der Knauer

Quarzknauer entstanden durch metamorphe Differentiation nach dem Prinzip der Sekretion (P. Eskola 1932). Als treibenden Mechanismus für Sekretionen nimmt Ramberg (1952, 1956) ein Druckgefälle an (z. B. durch eine in Bildung begriffene Kluft). Die mobilsten Komponenten wandern in Richtung des niedrigsten Druckes. Die immobilen Komponenten reichern sich am Rande der Knauer an. Nach Eskola transportieren Lösungen das Material, Ramberg bevorzugt den Transport durch Diffusion.

Mit der Genese von Disthen- respektive Staurolith-Quarzknauern befassten sich H. H. Read (1932) und A. Chapman (1950).

Nach H. H. Read (1932) bildeten sich die Quarz-Disthenknauer von Unst durch metamorphe Differentiation (Sekretion) während der Metamorphose. Dadurch entsteht eine quarzarme und aluminiumreiche Randzone. Read belegt die Anreicherung von Aluminosilikaten mit mehreren Modalanalysen von Randzone und Nebengestein.

A. Chapman (1950) benötigt einen zusätzlichen Mechanismus, um die Staurolithzone zu erklären, die sich zwischen Quarzknauer und glimmerreiche Randzone einschiebt. Nachdem Quarz und untergeordnet Feldspat sich in den Adern angereichert haben, beginnt Staurolith aus energetischen Gründen an Stellen höchster Konzentration zu wachsen, und zwar auf Kosten kleinerer Kristalle der Umgebung. Durch diese Prozesse entsteht von innen nach aussen folgende Abfolge:

Quarz – Feldspat
Staurolith
Glimmer (Quarz und Staurolith fehlen vollständig)

In Fig. 19 sind die von H. H. Read, A. Chapman und mir beschriebenen Verhältnisse schematisch dargestellt. Es ist ein Schema, bei welchem die stark unterschiedlichen Breiten der Randzonen und damit die verschiedenen Volumenverhältnisse nicht berücksichtigt wurden. Da das Verhältnis von Muskovit zu Disthen in III und IV von Knauer zu Knauer variiert, mussten diese beiden Mineralien zusammengefasst werden.

Versuchen wir Kriterien zu finden, die das von Read, Eskola und Ramberg geschaffene Modell der Knauerbildung bestätigen:

1. *Das Schaffen druckentlasteter Räume:* Ich habe bereits im letzten Kapitel den Zusammenhang zwischen Drusen und Knauern beschrieben. Die Mineralstufen der A. Sponda werden in Glimmerschiefern gefunden, die an – sich rheologisch anders verhaltende – Gneisse grenzen. Es bestand die Möglichkeit, dass hier während einer Deformationsphase Klüfte aufzureissen begannen, und dass wir deshalb keine offenen Klüfte finden, weil differentielle Öffnungen sofort mit hineindiffundiertem und auskristallisierendem Material gefüllt wurden.

2. *Können die Knauer aus Nebengesteinsmaterial durch Differentiation entstanden sein?* Man müsste versuchen, aus dem Knauerinhalt wieder das Nebengestein zu bilden. Die Knauer sind aber zu kompliziert aufgebaut, als dass man auf Grund zweidimensionaler Aufschlüsse das Volumen der einzelnen Gemengteile ausmessen könnte. Wir sind auf grobe Abschätzungen angewiesen. Dabei hilft uns die Tatsache, dass praktisch alle gesteinsbildenden Mineralien auch in den Knauern zu finden sind. Die eine Ausnahme macht der Granat, der nur im Nebengestein vorkommt. Aus abgebauter Granatsubstanz können wir ohne Schwierigkeiten die in den Knauern auftretenden Mineralien Chlorit und Andalusit (ohne Disthen) entstehen lassen. Die zweite

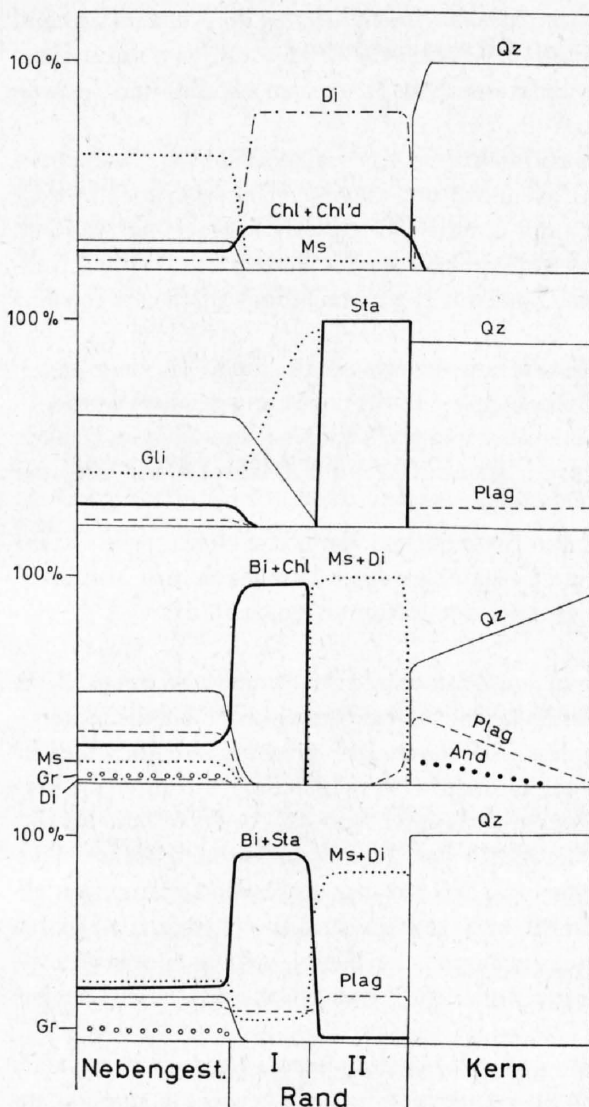


Fig. 19: Schematische Darstellung von Quarzknuauern mit ihrer aluminiumreichen Randzone.

I. Quarz-Disthenknauer von Unst (H. H. READ 1932)

II. Quarz-Staurolithknauer (A. CHAPMAN 1950)

III. Quarzknauer mit Andalusit-Disthen (Val Prato)

IV. Quarzknauer mit Staurolith-Disthen-Hellglimmer (A. Sponda)

Ausnahme ist Paragonit. Dieser kann mehrere Mol.-% CaO enthalten (H. HARDER 1956). Es wäre deshalb möglich, Paragonit auf Kosten von Albit (Oligoklas?) und Disthen zu bilden.

Die Breite der Randzone variiert stark. In leukokraten glimmerarmen Plagioklasgneissen ist der aluminiumreiche Rand immer sehr schmal (siehe Fig. 15), während in den Glimmerschiefern das Volumen der Alumosilikate jenes des Quarzkerns oft weit übertrifft. Die Konzentration an Al_2O_3 ist beträchtlich, so bestimmte A. JUURINEN (1956, p. 45) in einem Staurolith-Disthen-Paragonitschiefer der A. Sponda 40 Gew.-% Al_2O_3 .

Knauer der Zweiglimmer-Plagioklasgneisse führen immer reichlich Plagioklas, der sich im Anorthitgehalt nicht von jenem des Nebengesteins unterscheidet.

Vergleichen wir Andalusit- und Disthengehalte der Knauer mit den Disthengehalten des Nebengesteins, so scheinen die Alumosilikate in den Knauern eher übervertreten zu sein. Hier äussert sich vielleicht der Einfluss des abgebauten Granates.

Zusammenfassend können wir sagen, dass die Zusammensetzung des Knauers inklusive glimmerreichem Rand jener des Nebengesteins im grossen und ganzen entspricht. Dass aber auch Transporte mobil gewordener Substanz über weitere Strecken erfolgten, zeigen übermässige Konzentrationen von Turmalin sowie grössere Quarzmassen ohne entsprechende Randzonen. Auch die parallel den s-Flächen eingelagerten feinen Staurolith-Disthen-Hellglimmerschichtchen entstanden nicht durch Differentiation in situ, da sich das Nebengestein gegen solche Bändchen hin nicht verändert.

3. *Welches waren die mobilen Komponenten, und in welchem Zeitraum kristallisierten die Knauer?* Anhand einer Zusammenstellung der alpinen Kluftparagenesen stellten P. NIGGLI et al. (1940) fest, dass die zu ihrer Bildung führenden Lösungen relativ kieselsäurereich waren und wesentliche Mengen an Alkalien und Tonerde enthielten.

Die Knauerbildung beginnt zwar bei höheren Temperaturen als die Kluftmineralbildung. Betrachten wir vorerst nur die Paragenesen mit Andalusit und Disthen. Wenn wir nun annehmen, es seien auch hier die oben genannten Komponenten mobil gewesen, und Biotit (und Chlorit) seien passiv angereichert worden, dann müssen wir uns fragen, warum der Knauer nicht einfach ein grobgemengtes Gestein aus Disthen, Hellglimmer, Quarz und Plagioklas ist. Weshalb können wir eine Zone mit Hellglimmer und Disthen gegen eine zweite mit Andalusit, Plagioklas und Quarz abgrenzen?

Das Modell einer einaktigen metamorphen Differentiation müssen wir modifizieren: In einer ersten Phase kristallisierten Quarz, Oligoklas, Disthen und Muskovit, während Biotit passiv angereichert wurde. In einer zweiten Phase werden Na, Si und Al erneut mobil und kristallisieren als Plagioklas, Andalusit und Quarz. Als dritte Phase könnte man Knauer anfügen, die im Zentrum offene Klüfte mit Quarz, Chlorit und/oder Muskovit enthalten.

Die Vorkommen auf A. Sponda entstanden unter anderen Bedingungen, denn hier stehen passiv angereicherter Biotit, Staurolith und untergeordnet Disthen und Plagioklas einer Paragenese aus Muskovit, Disthen mit Plagioklas und wenig Staurolith gegenüber, während der Kern nur Quarz führt.

Sowohl CHAPMAN wie READ haben die Knauerbildung in den Zeitraum der Metamorphose gelegt. Auch die Knauer der Campo Tencia-Masse begannen während der Metamorphose zu entstehen, denn die Mineralparagenesen der ersten Phase stimmen mit jenen des Nebengesteins überein. Es herrschten also sehr ähnliche pT-Bedingungen. Die Knauer liegen oft mehr oder weniger konkordant in der Schieferung, die durch die Verfaltung verursacht wurde. Diese Faltung ist aber prä- bis parakristallin, zumindest in bezug auf die Hauptphase der Metamorphose (Porphyroblastenbildung); d. h.: die Anlage der Quarzknauer erfolgte während der Deformation, es sei denn, die Knauerbildung setzte erst nachträglich auf den durch die Deformation geschaffenen Inhomogenitäten ein. Für eine synkinematische Bildung sprechen auch die Quarzknauer in den Scheiteln mesoskopischer Falten. Begann die Knauerbildung während der Metamorphose, so müssen die Umsetzungen sehr lange gedauert haben, denn die Knauer mit Andalusit konnten erst bei tieferen Drucken kristallisieren.

Wir haben die Knauerbildung gedanklich in zwei Phasen zerlegt; ob dem auch zwei Phasen mit zeitlicher Zäsur entsprechen oder ob der Vorgang sich kontinuierlich über längere Zeiträume erstreckte, muss offen gelassen werden.

Verbogene Disthene in Knauern beweisen, dass diese auch nach ihrer Bildung noch mechanisch beansprucht wurden.

Zusammenfassung: Die Quarz-Feldspat-Knauer mit ihren Begleitmineralien entstanden zur Hauptsache durch metamorphe Differentiation in situ. Die mobilen Komponenten diffundierten in differentielle Öffnungen. Die Kristallisation erfolgte rasch genug, um nie offene Hohlräume entstehen zu lassen. Besonders bei den andalusit- und disthenführenden Knauern ist eine zweiphasige Entstehung wahrscheinlich.

Die natürlichen Vorgänge verlaufen nicht nach einem Schema, und jeder Besucher der Alpe Sponda wird feststellen können, dass die «Staurolith-Disthen-Paragonitschiefer» komplexe Bildungen sind.

Falls wir «pegmatitisch» beschreibend brauchen, sind wir gar nicht so weit von der Auffassung von KÖNIGSBERGER, ERDMANNSDÖRFFER und STRECKEISEN entfernt, die diese Knauer als pegmatitische Adern beschrieben. Nur darf das Wort nicht mit «magmatisch» in Zusammenhang gebracht werden, sondern muss mit dem Begriff «metamorphe Differentiation» verknüpft werden.

V. Mineralparagenesen, Chemismus und Metamorphose

Die chemischen Analysen der einzelnen Gesteinstypen der Campo Tencia-Masse wurden in den betreffenden Kapiteln wiedergegeben. Das Bemühen ging dahin, möglichst typische Proben mit für Paragneisse und Glimmerschiefer repräsentativem Charakter auszuwählen. Da es sich, abgesehen vom Ganna-Gneiss, um sedimentogene Metamorphite handelt, wurden keine Niggli-Werte, sondern die für die Umrechnung in Mineralformeln praktischeren Kationenprozentage berechnet.

1. ANK-Diagramm

Diese Darstellung benutzen wir, um die Möglichkeit der Paragonitbildung vom Gesteinschemismus her zu diskutieren. Die von E-AN-ZEN (1960) gegebene Rechenregel wurde leicht modifiziert, da wir in unseren höher metamorphen Gesteinen das an Ca in Form von Anorthit gebundene Al berücksichtigen müssen:

$$\begin{aligned} A &= [Al] - (2[Ca] + [Na] + [K]) \\ N &= [NaAl] \\ K &= [KAl] \quad A + N + K = 100 \end{aligned}$$

In den eckigen Klammern wird der Betrag der Kationenprozentage des betreffenden Elementes eingesetzt.

Voraussetzung für diese Art der Darstellung ist, dass Ca nur an Anorthit gebunden wäre und dass im Gestein als K- und Na-haltige Mineralien Alkalifeldspat, Muskovit, Albit und Paragonit vorkommen. In die A-Ecke würden Disthen (Staurolith, Granat) fallen. Dem obigen Rechenverfahren haften folgende Mängel an:

1. Neben Muskovit und Alkalifeldspat tritt Biotit als Hauptgemengteil auf. Nach WENK, SCHWANDER et al. (1963) verhalten sich K:Al im Biotit nicht wie 1:1, sondern wie 1:1,7–1,9. Bei einer entsprechenden Korrektur rutschen die Projektionspunkte der Gesteinsanalysen gegen das Biotitfeld.
2. Eine gegenläufige Verschiebung ergibt sich, wenn wir berücksichtigen, dass in den Granat-Glimmerschiefern Ca teilweise an Andradit gebunden ist. Die Analysenpunkte granatführender Gesteine würden sich in Richtung A verschieben.

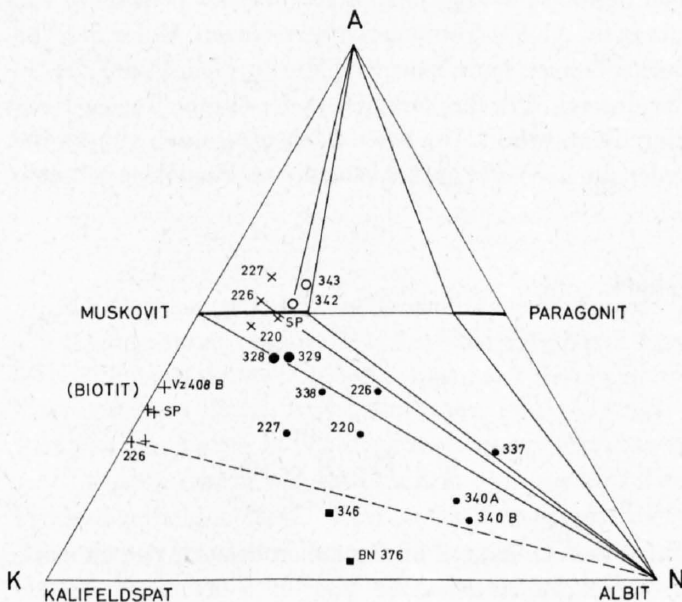


Fig. 20: ANK-Diagramm.

Paragneisse	= kleine Punkte
Granat-Glimmerschiefer	= grosse Punkte
Granat-Staurolith-Glimmerschiefer	= Kreise
Ganna-Gneisse	= gefüllte Quadrate
Biotite	= aufrechte Kreuze
Muskovite	= schiefe Kreuze

Was wir im Diagramm als augenscheinlichstes Ergebnis herauslesen können, ist, dass die Na- und Al-Konzentrationen nicht ausreichen, um die Projektionen der Analysen in ein Feld mit Paragonit als stabiler Phase fallen zu lassen. Wäre die Metamorphose niedriger, so dass Biotit und Oligoklas instabil würden und die Mischbarkeit von Paragonit in Muskovit kleiner wäre, so würden alle Gesteine Paragonit führen, deren Projektionspunkte oberhalb der Linie liegen, die reinen Muskovit mit Albit verbindet (Grünschieferfazies).

Die beiden Staurolith-Glimmerschiefer sind ein Grenzfall. Falls nicht nachgewiesenermaßen bis zu 30 Mol.-% Paragonit in Muskovit existieren könnten, müssten diese Glimmerschiefer Paragonit als selbständige Phasen enthalten.

Aus den Diagrammen lassen sich folgende Paragenesen herauslesen:

- a) Alkalifeldspat (Biotit) – Albit (Oligoklas) – Muskovit
- b) (Alkalifeldspat) Biotit – Albit (Oligoklas) – Muskovit
- c) Na-haltiger Muskovit – Alumosilikate.

Die Übereinstimmung mit den wirklichen Paragenesen ist gut. Alkalifeldspäte treten nur im Ganna-Gneiss auf. In den Paragneissen ist reichlich Fe und Mg vorhanden, so dass Biotit anstelle von Alkalifeldspat gebildet wird. Zur Gruppe c gehören die Staurolith-Glimmerschiefer.

2. ACF-Diagramm

Da alle analysierten Gesteinsproben ausgesprochen Ca-arm sind, erübrigt es sich, die Analysen im ACF-Diagramm darzustellen. Meist wird alles Ca verbraucht, um Plagioklas (und Apatit) zu bilden. Immerhin bindet die Andraditkomponente in den Granat-Glimmerschiefern soviel Ca, dass z. T. nur noch Albit als Feldspat auftritt.

3. AKFM-Tetraeder

Um die Verhältnisse zwischen den dunklen Ca-freien Mineralien abzuklären, genügt ein AKF-Diagramm nicht, da das Fe-Mg-Verhältnis in Biotit, Granat und Staurolith meist verschieden ist.

THOMPSON (1957) und E-AN-ZEN (1960) haben deshalb für die Paragenesen, die aus pelitischen und psammitischen Sedimenten entstehen, die Darstellung im AKFM-Tetraeder vorgeschlagen. Unter der Voraussetzung, dass Muskovit in allen Paragenesen vorhanden ist, kann man vom Muskovitpunkt aus die Gesteins- und Mineralanalysen auf die Fläche AFM projizieren. Für die Paragneisse der Campo Tencia-Masse ist die Bedingung muskovithaltiger Paragenesen durchwegs erfüllt. Um einen zeichentechnisch günstigeren Ausgangspunkt für die Projektion zu erhalten, wurden die Al-Werte nach Abzug des an Plagioklas gebundenen Al halbiert.

Die Werte wurden nach folgender Regel berechnet:

$$\begin{aligned} A &= \frac{1}{2} ([Al] - [Na] + 2 [Ca]) \\ K &= [K] \\ F &= [Fe^{2+}] \\ M &= [Mg] \end{aligned} \qquad A + K + F + M = 100$$

Nicht berücksichtigt wurde das in Paragonit über den Albitanteil hinaus gebundene Al. Zudem wurde keine Korrektur für Erz gemacht, das bis zu 2 Vol.-% ausmachen kann.

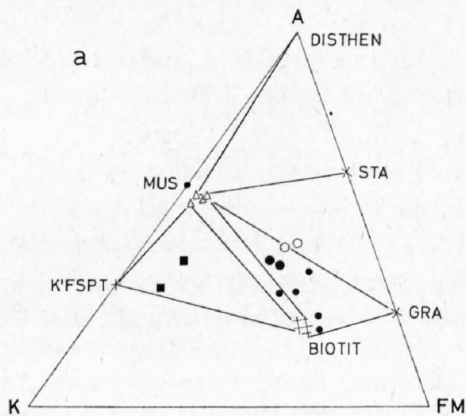


Fig. 21a: Projektion des AKFM-Tetraeders auf eine Ebene senkrecht der Kante FM.

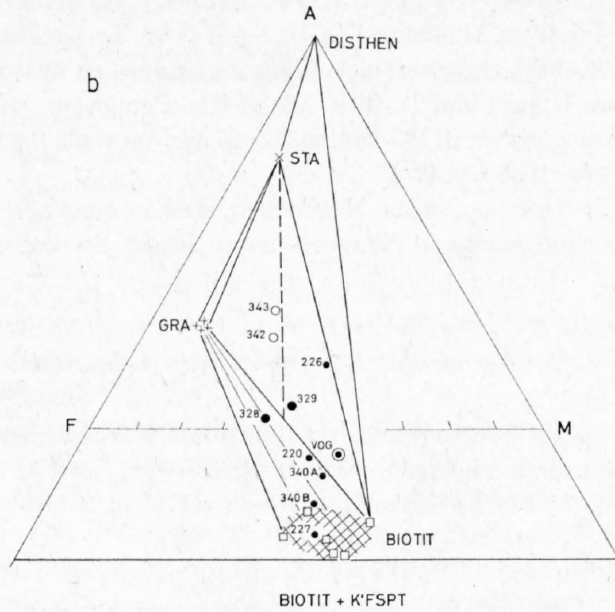


Fig. 21b: AKFM-Tetraeder; Projektion vom Muskovitpunkt auf die Fläche AFM. Legende für Gesteine gleich wie in Fig. 20. GRA = Granat, STA = Staurolith (VOG = Gesteinsanalyse vom P. Vogorno).

Zum Vergleich seien die wirklichen Paragenesen den nach dem Phasendiagramm zu erwartenden gegenübergestellt.

Paragenese nach dem AKFM-Tetraeder	Nr. Anal.	Dunkle Gemengteile auf 100 Vol.-% umgerechnet				
		Bi	Ms	Gr	Sta	Di
a) Biotit-Granat-Muskovit	340a	68	26	6	—	—
	340b	70	22	8	—	—
	220	67	24	3	—	6
	328	13	71	13	3	—
b) Biotit-Muskovit	227	54	37	5	1	3
c) Biotit-Muskovit-Staurolith-Granat	226	62	28	9	1	—
	329	27	56	12	1	4
	342	21	53	9	17	0,2
	343	23	58	10	9	0,3

Im allgemeinen haben die Staurolithe ein definiertes Mg/Fe-Verhältnis (A. JUURINEN 1956). Das gleiche gilt für die Granate meines Arbeitsgebietes. In Biotit kann sowohl dieses Verhältnis wie auch der Al-Anteil innerhalb gewisser Grenzen schwanken. Bei Gesteinen mit entsprechendem Chemismus kann sich also die Phasenzahl auf Biotit, Biotit-Muskovit, Biotit-Granat oder Biotit-Granat-Muskovit beschränken; alles Paragenesen, die wir in Schlifffen auch tatsächlich antreffen.

Daneben finden wir auch Paragenesen mit fünf Phasen bei vier Komponenten, eine Tatsache, die auf Ungleichgewicht deutet. Die Probe FK 289c enthält Biotit, Muskovit, Staurolith, Disthen und Granat. Der Granatanteil tritt allerdings zurück und findet sich hauptsächlich als Einschlüsse in den übrigen Porphyroblasten. Nach dem Schliffbild wäre also Granat reliktsch.

Andrerseits wird nach WINKLER (1965, p. 90) Staurolith bei steigender Temperatur instabil und reagiert mit Quarz zu Almandin+Disthen+Wasser. Tatsächlich enthält ein analysierter Granat-Glimmerschiefer von Madone Grosso wenige Kilometer südöstlich unseres Gebietes keinen Staurolith, sondern Muskovit, Biotit, Granat und Disthen. Die gleiche Paragenese führt der im Diagramm dargestellte Disthen-Biotit-Andesingneiss vom P. Vogorno (beide Analysen aus DE QUERVAIN & JENNY «Chemismus Schweizerischer Gesteine 1956», p. 42–45).

Es besteht also die Möglichkeit, dass in einzelnen Gesteinen Staurolith instabil ist und wir uns im Übergangsgebiet von Paragenesen mit Granat–Staurolith zu Paragenesen mit Granat–Disthen befinden.

4. Spurenelemente

Da die Spurengehalte von Biotit und Muskovit der drei Proben FK 220, 226, 227 bereits untersucht wurden, war es lohnend, die Spurengehalte der Gesteine ebenfalls zu analysieren (WENK, SCHWANDER et al. [1963] für Biotit; Muskovitanalysen noch nicht publiziert).

Element	FK 220			FK 226			FK 227		
	Gest	Bi	Ms	Gest	Bi	Ms	Gest	Bi	Ms
Ba	800	1000	n. d.	480	700	n. d.	800	1200	1650
Be	5	5	2	5	5	2	5	5	2
B	10	10	20	10	10	20	200	15	30
Pb	10	10	n. d.	10	10	n. d.	10	10	n. d.
V	60	400	100	30	250	20	80	180	200
Zr	110	100	190	140	90	180	65	85	150
Co	10	55	n. d.	10	80	n. d.	10	80	n. d.
Ni	25	70	19	30	160	20	55	200	17
Sr	260	n. d.	200	160	n. d.	100	120	n. d.	n. d.
Cr	65	280	200	45	350	200	120	250	200

- B:* Bei grösseren Borkonzentrationen bildet sich Turmalin. So enthält FK 227 mit 220 ppm Bor: 0,6 Vol.-% Turmalin. Ein Bruchteil des Borgehaltes geht in die Glimmer ein, wobei der Anteil im Muskovit etwas grösser ist als jener im Biotit.
- Co:* Der gesamte Kobaltgehalt des Gesteins befindet sich im Biotit.
- Cr:* Verteilt sich ungefähr im Verhältnis 1:1 auf Biotit und Muskovit.
- Ni und V:* Konzentrieren sich in den Glimmern, und zwar hauptsächlich in Biotit.
- Zr:* Baut vorwiegend die akzessorisch immer auftretenden Zirkone auf. Ein Teil des Zirkongehaltes findet sich in den Glimmern, und zwar im Muskovit doppelt soviel als im Biotit.

5. Charakter der Sedimente, sedimentäre Fazies

Wie wir bereits festgestellt haben, ist es möglich, feldgeologisch zwischen feinkörnigen bis feinschiefrigen Paragneissen und Glimmerschiefern zu unterscheiden. Die Unterschiede im Chemismus allein reichten den im Handstück sichtbaren Unterschied nicht (Korngrössenunterschied). Es müssen also Eigenschaften des ursprünglichen Sedimentes sein, die die jetzige Ausbildung der Glimmerschiefer weitgehend mitbestimmen haben. In Frage kommen die Feinkörnigkeit der Tone und damit die grosse innere Oberfläche sowie der hohe H₂O-Gehalt, der Stoffaustausch und Stofftransport begünstigt. S. MATTHES (1953) spricht von einer blastophilen Tendenz des pelitischen Ausgangsmaterials.

Es ist verblüffend, wie gut der Chemismus mariner Tone mit jenem der Glimmerschiefer übereinstimmt. Wir stellen hier den von A. RONOV (1960) aus rund 12000 Analysen berechneten Durchschnitt dem Durchschnitt unserer vier Glimmerschieferanalysen gegenüber. Um besser vergleichen zu können, wurden die Analysen ohne Wasser Phosphor und Schwefel auf 100% umgerechnet.

	1	2	
SiO ₂	63,7	67,3	1 = A. Ronov, marine Tone
TiO ₂	1,0	0,8	2 = Glimmerschiefer der Campo Tencia-Masse
Al ₂ O ₃	18,1	17,4	
Fe _{tot.}	6,6	6,8	
MnO	0,06	0,11	
MgO	2,4	3,1	
CaO	4,1	0,7	
Na ₂ O	0,7	1,1	
K ₂ O	3,3	3,7	

Der auffallendste Unterschied betrifft den CaO-Gehalt, der auch in den Gneissen extrem niedrig ist. Das heisst, dass während der Sedimentation der Campo Tencia-Sedimente die physikalisch-chemischen Bedingungen keinerlei Ausfällung von Karbonat erlaubten.

Die Glimmerschiefer sind aus pelitischen Sedimenten entstanden. Die feinkörnigen Zweiglimmer-Plagioklasgneisse und Biotit-Plagioklasgneisse sind Gesteine psammitischen Ursprungs. Im ACF-Diagramm WINKLERS (1965, p. 48) fallen die Projektionen der Paragneissanalysen ins Grauwackenfeld, während die Glimmerschieferanalysen ausnahmslos ausserhalb dieses Feldes liegen. Da das Grauwackenfeld innerhalb des Feldes mariner Tone liegt, kann auf Grund der chemischen Analysen allein nicht auf den Ursprung geschlossen werden. Doch Art der Wechsellagerung, Struktur, Aussehen und Chemismus zusammen lassen den Schluss zu, dass es sich um ehemalige Arkosen und Grauwacken handelt.

Nach F. PETITJOHN (1949, p. 445 und 455) sind mächtige Abfolgen von Grauwacken und Tonen mit monotonen, aber rhythmischen Schichtkomplexen, fehlenden oder nur als Knollen vorhandenen Karbonatgesteinen und «graded bedding» typisch für geosynklinale Sedimentserien. Abgesehen vom nicht mehr identifizierbaren «graded bedding» treffen alle von PETITJOHN gegebenen Merkmale auf die metamorphen Gesteine, respektive die entsprechenden Sedimente der Campo Tencia-Masse zu. Eigentliches «graded bedding» lässt sich nicht mehr feststellen, doch beobachtet man oft kontinuierliche Übergänge von glimmerreichen in glimmerarme Bänder. Da Konglomerate fehlen, müssen die ursprünglichen Sedimente mehr einem Flysch entsprochen haben. Beim Beurteilen der Sedimentationsbedingungen dürfen wir die zahlreichen graphithaltigen Bänder nicht ausser acht lassen.

Auf Grund der jetzigen Anordnung der Gneisse kann man keine zeitliche Abfolge herauslesen, da sichere Anhaltspunkte fehlen (z. B. Basiskonglomerate). Wir wissen nicht, ob die ganze Gneissmasse verkehrt oder normal liegt.

In der jetzigen Anordnung lassen sich von innen nach aussen (Süden nach Norden) folgende Sedimente rekonstruieren:

- Tone (Sponda) mit schmalen Grauwackenbänken.
- Eine mächtige Serie von rhythmisch abgelagerten Grauwacken und Arkosen, gegen aussen toniger werdend. Häufig Schichten mit kohligem Pigment.
- Ein zweimaliger Wechsel von je mindestens 100 m mächtigen Tonschichten mit ebenso mächtigen Grauwackeschichten.
- Eine mächtige Tonabfolge, die gegen aussen (Campolungo) quarzreich wird.

Die ursprüngliche Mächtigkeit abzuschätzen ist schwer, da die Gesteine durch die Deformation einerseits ausgedünnt, andererseits verfaltet wurden. Die Mächtigkeit der Sedimente dürfte aber mehr als 5 km betragen haben.

Eine Geosynklinale war wohl kaum auf den jetzigen Raum der Campo Tencia-Masse beschränkt, sondern erstreckte sich über Dutzende, wenn nicht Hunderte von Kilometern. Man muss sich fragen, in welchen Gebieten sich eine gleichartige Sedimentserie rekonstruieren lässt. Vielleicht stellt sich dann eines Tages heraus, dass die von H. PREISWERK (in PREISWERK et al. 1934) innerhalb der leontinischen Gneissregion zur Bernhard-Decke gezählten Gesteine zwar nicht derselben tektonischen Einheit (Decke) angehören, dass aber diese Gesteine ursprünglich in der gleichen Geosynklinale sedimentiert wurden.

Abzuklären ist noch das Alter der Sedimente. Da ich annehme, dass der Ganna-Gneiss seinen jetzigen Platz im wesentlichen nicht alpin-tektonischen Vorgängen verdankt, sondern dass der «Ganna-Granit» als Batholith in Sedimente oder eventuell Metamorphite eindrang, müssen diese Sedimente älter sein als die jüngsten voralpinen Intrusionen. Daraus kann man schliessen, dass für die Sedimente karbonisches oder präkarbonisches Alter in Frage kommen.

6. Metamorphose

Die Gesteine der Campo Tencia-Masse sind mesometamorph und gehören der Amphibolitfazies Esko-LAS an. In den granatführenden Zweiglimmer-Plagioklasgneissen wurde ein Gleichgewichtszustand weitgehend erreicht (granoblastisches, isometrisches Gefüge).

In Glimmerschiefern ist folgende Paragenese für den Grad der Metamorphose typisch: *Muskovit-Biotit-Staurolith-Granat*. Sie wird unweit südlich durch eine Paragenese mit Muskovit, Biotit, Granat und Disthen ersetzt. In Al- und Mg-reichen Gesteinen der Campo Tencia-Masse kann auch die Paragenese: *Muskovit-Biotit-Staurolith-Disthen* stabil sein.

In basischen Gesteinen kommen grüne oder aktinolithische Hornblenden zusammen mit basischem Oligoklas bis saurem Andesin vor. In kalzitführenden Paragenesen kann Anorthit auftreten.

Ebenfalls bezeichnend für den Grad der Metamorphose sind Muskovit mit bis zu 30 Mol.-% Paragonit und almandinreicher Granat: $Mg/(Fe + Mg) = 0,15-0,18$.

Es gilt für die Campo Tencia-Masse wie für die übrige lepontinische Gneissregion, dass die Gesteine postkinematisch kristallisierten oder rekristallisierten. Durchbewegung und nachfolgende Kristallisation haben die Spuren einer eventuellen früheren Metamorphose vollständig verwischt. Einzig in den karbonathaltigen Biotitschiefern von Crozolina finden wir im Plagioklas Kerne von Klinozoisit als Überbleibsel eines niedriger temperierten Metamorphosestadiums (siehe p.22). Da diese Klinozoisitrelikte durch eine progressive alpine Metamorphose entstanden sein können, erlauben sie nicht, zu entscheiden, ob die Gesteine schon voralpin metamorph waren. Ganna-Gneiss und Leventina-Gneiss waren sicher schon voralpin granitische Körper.

Schwierig abzuschätzen sind die pT-Werte während der Metamorphose:

Temperatur: Aus einer Arbeit von V. TROMMSDORFF (1966) können wir entnehmen, dass die Campo Tencia-Masse ausserhalb der Isograde Diopsid-Kalzit und innerhalb der Isograde Tremolit-Kalzit liegt. Nach seiner Arbeit erreicht die Metamorphose unseres Gebietes Temperaturen zwischen 450° C und 550° C. Migmatitbildungen fehlen im kartierten Gebiet. WINKLER (1965) gibt allerdings für den Beginn der Amphibolitfazies die Temperaturen 530–550° C an und für eine staurolithführende Subfazies 570° C. Eine Temperatur von 570° C scheint aber eher zu hoch zu sein. BARTH (1962) gibt für die Amphibolitfazies etwa 500° C an und FYFE & TURNER (1966) lassen sie bei etwa 500° C beginnen. Nach den bisherigen Daten dürfte in der Campo Tencia-Gneissmasse während der stärksten Metamorphose eine Temperatur von 500–550° C geherrscht haben.

Druck: Noch weniger wissen wir über die Druckverhältnisse. Wir haben festgestellt, dass wir uns in einem Druckbereich oberhalb des Druckes für den Tripelpunkt der Al_2SiO_5 -Modifikationen befinden. Die von WEILL und FYFE & TURNER für den Tripelpunkt gegebenen Werte von 3 kb scheinen feldgeologisch wahrscheinlicher zu sein, als die von andern Autoren (BELL, KHITAROV) geforderten 7 oder 8 kb. Die Überlastung lag eher im Intervall 10–12 km als zwischen 25 und 35 km. Bei orogenen pT-Gradienten kann die 500° C-Temperaturgrenze schon in 10 km Tiefe erreicht werden.

Abschliessend sei nochmals betont, dass in den Paragneissen während der postkinematischen Hauptphase der Metamorphose ein hoher Grad des Gleichgewichtes zwischen den einzelnen Mineralphasen erreicht wurde.

VI. Strukturen und Tektonik

1. Strukturen im Handstück- bis Aufschlussbereich (mesoskopischer Bereich)

a) Lineationen

Lineationen in irgendeiner Form sind immer anzutreffen. Sie prägen sich aus als:

- Kleinfältelung in Glimmerschiefern und glimmerreichen Paragneissen,
- Glimmerelongationen (Biotit) oder, häufiger noch, schnurförmig aufgereihete Biotite,
- grobwellige Flaserung in Alkalifeldspatgneissen,
- stengelig ausgezogene Alkalifeldspäte in Ganna- und Leventina-Gneiss,
- Spindelform von Knoten in Knotengneissen,
- Quarzstengel (hauptsächlich in Ganna-Gneiss).

Einzig in leukokraten Biotit-Plagioklasgneissen lässt sich makroskopisch keine Lineation feststellen. Im Schliffbild ist aber die Regelung von Biotit um eine *b*-Achse offensichtlich.

Aus Distanz betrachtet, haben Gesteine oft ein ausgesprochen stengeliges Aussehen (*B*-Tektonite). Das trifft vor allem für den Ganna-Gneiss und gewisse Paragneisstypen zu.

Im Aufschluss können hier und da sich spitzwinklig schneidende Lineationen festgestellt werden. Im hintern Val Prato (Sasso Rosso) z. B. werden feine, eng gescharte und N–S-streichende Lineationen von einem zweiten System geschnitten, das aus knickartigen Verbiegungen der *s*-Fläche in Dezimeterabständen besteht (NNE–SSW-streichend).

b) *s*-Flächen

Da Leithorizonte über weite Flächen fehlen, wurde versucht, die *s*-Flächen systematisch zu messen. Sie sollten als Ersatz für kartierbare Leithorizonte dienen, weil in zahlreichen kleinräumigen Aufschlüssen die Stoffbänderung konkordant zu der durch die Glimmerregelung verursachten Schieferung läuft. Während der weiteren Feldarbeit konnte anhand von dreidimensionalen Aufschlüssen festgestellt werden, dass in Flächen parallel *ac* des Gefüges die Stoffgrenzen (s_0) der Paragneisse von der Schieferung (s_1) geschnitten werden.

s_0 : entspricht der sedimentär angelegten Stoffbänderung (Schichtung) (Unterschiede im Glimmergehalt, Graphitgehalt, schmale Lagen mit Staurolith, Disthen usw.);

s_1 : verläuft parallel zu den Achsenflächen mesoskopischer Falten.

Wenn in Tafel II die eingetragenen *s*-Flächen sich trotzdem zu einem einigermaßen homogenen Bild zusammenfügen, so liegt das an den engen, fast isoklinalen Falten, bei denen s_1 und s_0 sozusagen gleiches Streichen aufweisen.

Die Ausbildung von s_1 hängt stark vom Glimmergehalt ab. In gebänderten glimmerarmen Gneissen kann oft nur die Bänderung (s_0) eingemessen werden.

Im Ganna-Gneiss schneiden sich zwei *s*-Flächensysteme unter spitzem Winkel. Das eine entspricht der Ebene, in die die Alkalifeldspatlagen eingeschichtet sind, das andere einer groben Bankung mit millimeterbreiten Glimmerhäuten auf den Fugen.

Im Leventina-Gneiss ist im massig-porphyrartigen Typ eine Glimmerregelung deutlich zu erkennen, aber *s* nur schwer zu messen. Auch hier kann eine Diskordanz zwischen Stoffbänderung und Flaserung beobachtet werden. Den gefalteten lentikulären Leventina-Gneiss mit den *s*-förmig gefalteten Fasern, die senkrecht auf den mit Glimmerhäuten belegten Plattenfugen stehen, hat schon ALB. HEIM (1900) beschrieben.

Am Fusse der Ostwand des P. Piodisci weisen die plattigen Typen der Augengneisse der Verzasca flachliegende Glimmerzeilen bei steilstehender Stoffbänderung auf.

Zusammenfassend kann man sagen, dass sich mindestens zwei Systeme von *s*-Flächen feststellen lassen: ein sedimentär angelegtes s_0 und eine Schieferung (s_1) parallel den Achsenflächen mesoskopischer Falten von Paragneissen. Es sei nochmals betont, dass die auf Tafel II aufgetragenen *s*-Flächen verschiedenen Ursprung haben und dass Linien gleichen Streichens nicht identisch mit dem Verlauf der Stoffgrenzen sind.

c) Falten

Mesoskopische Falten sind in den gebänderten Paragneissen häufig. Typisch sind spitzwinklige enge («similar folds») bis fast isoklinale Falten (Scherfalten). Achsenebene und Schenkel laufen oft fast parallel, so dass die Diskordanz zwischen s_0 und s_1 nur in den Scheiteln der Falten deutlich wird. In Knotengneissen und glimmerarmen Paragneissen treffen wir oft knieförmige oder z-förmige Falten, bei denen ein Schenkel parallel der Schieferung liegt (Fig. 22 b).

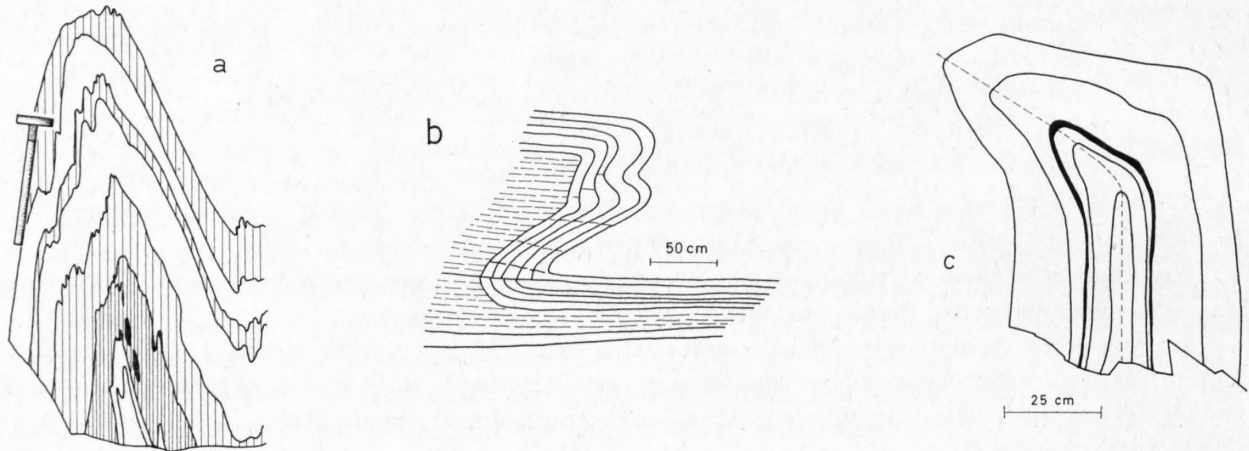


Fig. 22: Typen mesoskopischer Falten (Erklärung siehe Text).

In den kompetenten leukokraten Bändern ist nur das Stoff-s, in glimmerreicheren inkompetenten Partien nur die Schieferung sichtbar. In Glimmerschiefern wird der Verlauf der Stoffgrenzen häufig nur noch durch ptygmatische schmale Quarzbändchen oder durch zerrissene leukokrate Gneissfetzen angezeigt.

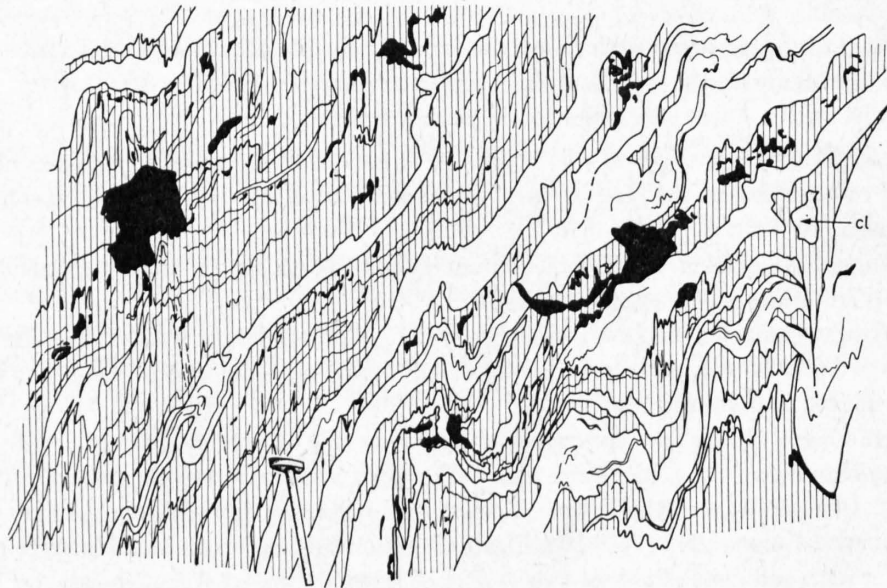


Fig. 23: Aufschluss mit intensiv verfalteten, gebänderten Paragneissen (südlich P. Ganna, Koord. 697.500/143.800).

- | | |
|-------------|---|
| weiss | = glimmerarme, helle Biotit-Plagioklasgneisse und Zweiglimmer-Plagioklasgneisse |
| schraffiert | = glimmerreiche, mesokrate Zweiglimmer-Plagioklasgneisse. Schraffur in Richtung der Glimmerregelung (s_1) |
| schwarz | = Quarzknauer |
| cl | = «closure» |

Besonders in den hochgelegenen Karen der Westseite des Gebietes können der disharmonische Charakter der Falten und die intensive Deformation gut studiert werden. Als Beispiel sei in Fig. 23 ein Aufschluss südlich des P. Ganna wiedergegeben. Die Aufschlussfläche liegt ungefähr parallel zu ac des Gefüges. Hier und auch anderswo auftretende «closures», d.h. geschlossene ringsum laufende Stoffgrenzen, zeigen, dass die Verfaltung triklin ist oder dass mehrere verschiedengerichtete Verfaltungen auftreten. Im obigen Beispiel wurde als s -Fläche die mit der Strichsignatur angegebene Schieferung gemessen. Ob es sich um den E-Teil einer Synform oder den W-Teil einer Antiform oder um intrafoliale Verfaltung handelt, kann der mangelnden Leithorizonte wegen nicht entschieden werden.

Fig. 22c zeigt eine steilstehende Falte mit verbogener Achsenebene. Nach englischen Autoren würde dies eine zweifache Verfaltung beweisen (vergleiche auch B. SANDER 1950, p. 277 ff.).

Charakteristisch für die Paragneisse sind disharmonisch spitzwinklige Scherfalten oder z-förmige Falten. Die im südlichen Abschnitt der lepontinischen Gneissregion auftretenden rundlichen Fließfalten fehlen.

d) Klüfte

Da am Aufschluss ohne weiteres zu erkennen ist, dass die vorherrschende Klufttrichtung mehr oder weniger senkrecht auf den Faltenachsen steht (ac -Klüfte), wurde auf das systematische Einmessen von Klüften verzichtet. Beim Auswerten von photogrammetrischen Flugaufnahmen der Landestopographie habe ich die Intersektionen zwischen Klüften und Geländeoberfläche herausgezeichnet (Tafel III). Das E-W-System ist im Aufschluss noch viel ausgeprägter. Auf Tafel III kommt sehr schön zum Ausdruck, dass dort, wo wir zwei sich schneidende Lineationssysteme haben, sich auch die beiden entsprechenden Kluftsysteme finden (E und NE von P. Piodisci).

2. Strukturen im mikroskopischen Bereich

Untersucht wurde nur das Glimmergefüge. Im allgemeinen sind die Glimmer ausserordentlich gut in s_1 geregelt. Im Schmidtschen Netz belegen die Pole auf (001) einen Gürtel um b mit stark ausgeprägtem Maximum in c . Bei Kleinfältelung rekristallisierten die Glimmer mimetisch (Abbildungskristallisation). In gefältelten gebänderten Gneissen liegen einzelne Glimmer ebenfalls parallel s_0 .

Postkristalline knickartige Flexuren («kinks») in Biotit oder verbogene Glimmer bei enger Fältelung kommen ebenfalls vor, sind aber selten.

Stoffdiskordante Lineationen

Normalerweise verlaufen Lineationen (= b des Glimmergefüges) parallel zu den Faltenachsen, sind also zumindest im mesoskopischen Bereich stoffkonkordant. Zwischen Passo Fornale (P. 2327) und Sasso Rosso (Val Prato) beobachtete ich mehrmals, dass die Lineationen schief oder gar senkrecht durch die Stoffgrenzflächen stossen. Das Glimmergefüge eines feinkörnigen Gneisses (FK 372, FK 373) wurde auf dem U-Tisch eingemessen.

Resultat: In glimmerarmen und glimmerreichen Bändchen wird die Lagenkugel in gleicher Weise besetzt. Beim Diagramm des glimmerarmen Bereiches ist der Gürtel etwas besser belegt (Diagramm b in Fig. 24). Es treten zwei Maxima auf, wobei bemerkenswerterweise s_0 und s_1 im ac -Schnitt die gleiche Spur besitzen.

Im Biotit-Diagramm des andern Handstückes (c in Fig. 24) tritt nur s_2 in Erscheinung, während im Muskovit-Diagramm desselben Handstückes (d) nur s_1 gut besetzt ist. Da s_2 das von ursprünglichen Heterogenitäten unabhängige Element ist, kann man annehmen, dass der Biotit in Paragneissen die neue Umprägung besser abbildete als der Muskovit.

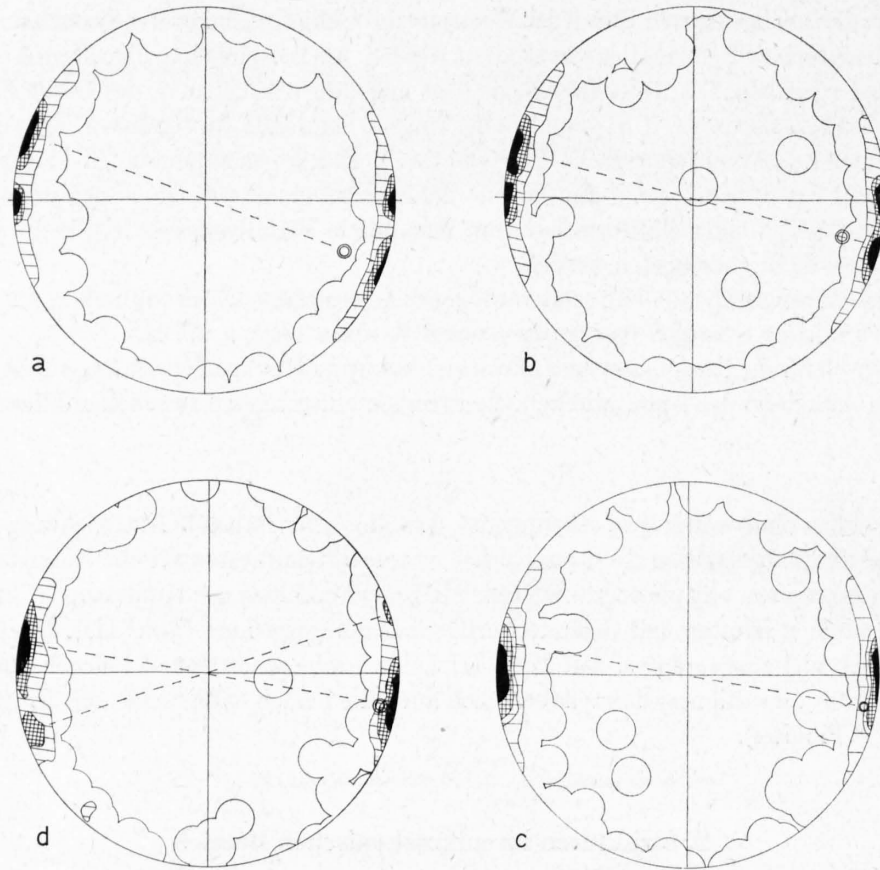


Fig. 24: Glimmerregelung, dargestellt in der oberen Halbkugel des Schmidtschen Netzes.

- a: 300 Biotite aus glimmerreichem Bändchen (FK 373) (12,5 – 10 – 5 – 0 %)
 b: 300 Biotite aus glimmerarmem Bändchen (FK 373) (13 – 10 – 5 – 0 %)
 c: 300 Biotite (FK 372) (15 – 12,5 – 10 – 5 – 0 %)
 d: 120 Muskovite (FK 372) (12,5 – 10 – 5 – 0 %)
 FK 372 granat- und muskovitführender Biotit-Plagioklasgneiss
 FK 373 granatführender Zweiglimmer-Plagioklasgneiss (beide aus Val Prato, Koord. 696.875/142.120/2420)

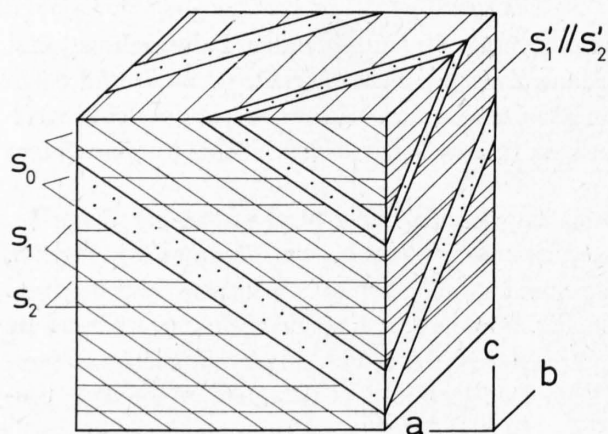


Fig. 25: Schematische Darstellung der Glimmerregelung in FK 372 und FK 373. s_0 und s_1 haben im ac -Schnitt die gleiche Spur. Die Lineation (b) sticht schief durch s_0 .

Die Intersektion von s_0 mit s_1 ergibt eine Gerade, die 64° E streicht und mit 30° gegen Osten fällt. In unmittelbarer Nachbarschaft des Fundortes (750 m nördlich A. Fontana P. 2183) finden wir keine dieser konstruierten Geraden entsprechende Lineation. Immerhin treten nördlich des domartig auftauchenden Ganna-Gneisses parallel zu ihr verlaufende Lineationen auf.

Das N-S-Lineationssystem sticht in gewissen Gebieten schief oder gar senkrecht durch die Stoffgrenzen. Dies beweist, dass die Gneisse bereits deformiert waren, bevor dieses Lineationssystem geschaffen wurde.

3. Verlauf der Strukturelemente im makroskopischen Bereich (vgl. Fig. 26)

Das ganze kartierte Gebiet wurde in möglichst homogene Bereiche unterteilt, und die Daten der Teilgebiete auf dem Schmidtschen Netz dargestellt (obere Halbkugel). Die aus den Diagrammen erhaltenen Daten [Maxima der s -Flächen und $\beta (= \pi)$] sind in Tafel III eingetragen.

In den meisten Diagrammen besetzen die Pole der s -Flächen einen Grosskreis. Die Richtung von $\beta (= \pi)$ stimmt mit jener der Lineationen und den Faltenachsen mesoskopischer Falten überein. Maxima sind immer deutlich ausgebildet. Die Lage des Maximums wird durch die Lage von s_1 , d.h. der Achsenfläche mesoskopischer Falten, bestimmt. Wir haben bereits erwähnt, dass in Glimmerschiefern praktisch nur s_1 entwickelt ist. Dies kommt im Diagramm H zum Ausdruck, in dem Messungen zusammengestellt sind, die aus einem Bereich stammen, der nur Glimmerschiefer umfasst. Das Diagramm zeigt die Streuung um ein Maximum und keinen Grosskreis.

Aus dem Schlingengebiet westlich des Lago Morghirolo stammen die Diagramme P, Q, Y mit steil gegen E oder SE fallendem β .

Interessant sind die Diagramme aus jenem *heterogenen Bereich*, in dem sich zwei Lineationssysteme schneiden (K, L, M). Das eine, regionale System entspricht den N-S-Lineationen. Dem zweiten mit 10–30° gegen SW abtauchenden System entsprechen mesoskopische Falten an der Grenze gegen den Augengneisskörper der Verzasca (südwestlich der A. Gardiscio). Bemerkenswert am Diagramm K ist, dass sich ein β konstruieren lässt, das mit jenem im Diagramm L identisch ist, ohne dass bei der Feldarbeit entsprechende Lineationen gemessen wurden. Das gegen SW abtauchende System wird verursacht durch die «Stirn» der Augengneisskörper. Die Paragneisse, die sich plastischer verhielten, passten sich der Gestalt der starrerren Augengneisskörper an. Dieses Lineationssystem wurde auch von E. WENK (1943) im nördlichen Verzascatal festgestellt.

Da das NE-SW-System nur lokal an der Grenze der Augengneisskörper entwickelt ist, könnte es während der gleichen Deformationsphase entstanden sein, die die N-S-Lineationen schuf. Diese haben mehr regionalen Charakter; das flache Südfallen in den Glimmerschiefern der A. Sponda setzt sich in den südlich anschliessenden Augengneissen fort. Es durchsticht im grossen gesehen die Grenzfläche zwischen Augengneiss und Campo Tencia-Masse.

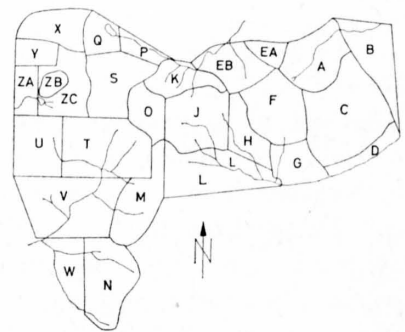
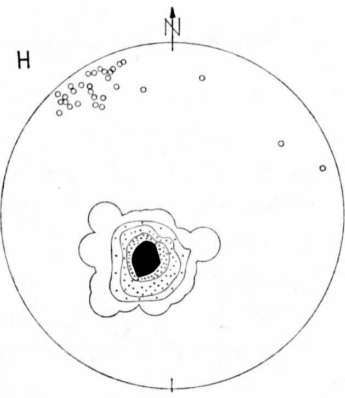
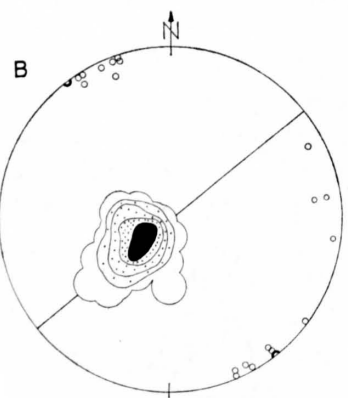
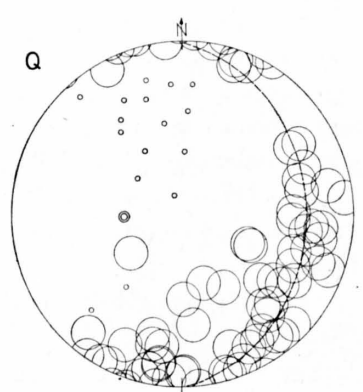
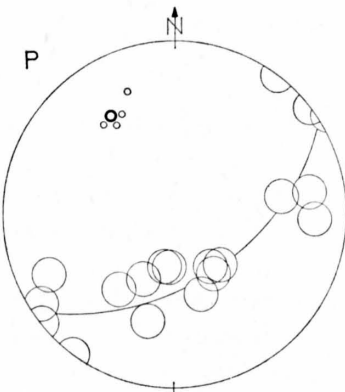
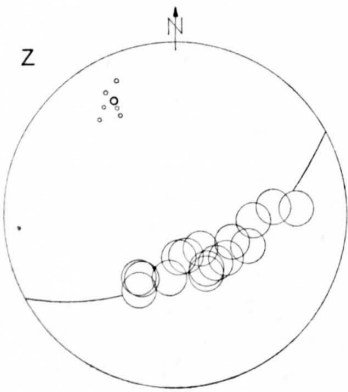
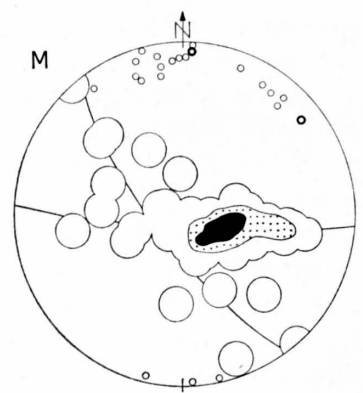
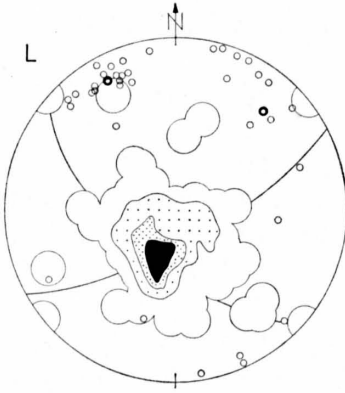
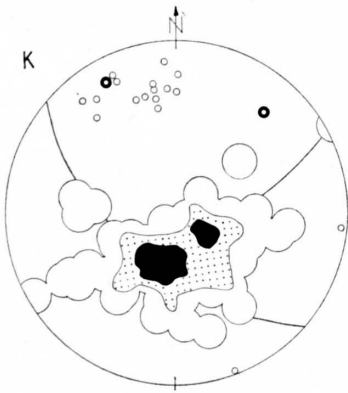
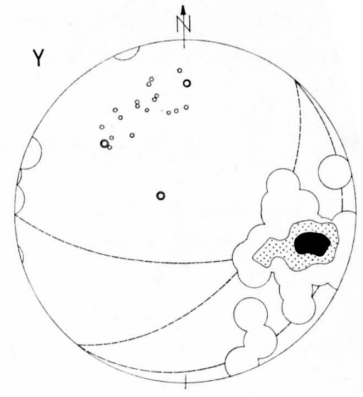
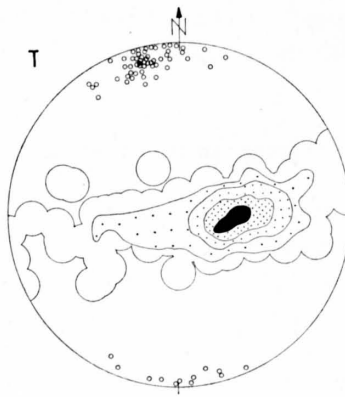
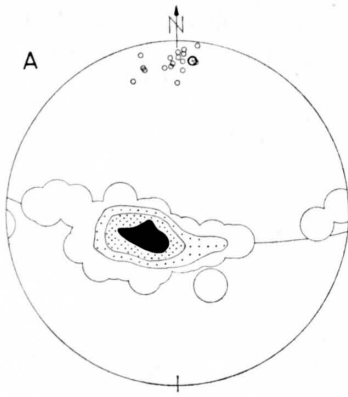
Als Drittes kommen E-W-Lineationen hinzu. Sie können nur sporadisch gemessen werden (P. Forno, westlich Lago Morghirolo), werden aber im nördlich anschliessenden, von F. BIANCONI bearbeiteten Gebiet häufiger.

Im Schlingengebiet westlich Lago Morghirolo stehen die N-S-Achsen steil und biegen gegen Süden in flachere Lage um. Es wäre also möglich, dass vorhandene N-S-Achsen um eine E-W-Achse verbogen wurden. Andererseits könnte die N-S-Lineation während einer E-W-Einengung auf im Norden steilstehende und im Süden flachliegende Schichtpakete aufgeprägt worden sein.

4. Die Antiform von Lareccio

Im Val Lareccio taucht eine Antiform, mit einem Kern aus Augengneiss, mit 10° gegen Norden ab. KÜNDIG (in P. NIGGLI et al. 1936) hat das knieförmige Umbiegen als «Wurzel» gedeutet, indem er fälschlicherweise die Augengneisse der Antiform mit jenen der Gipfelpartien von Corona di Redorta und P. Campala verband. Da Amphibolite und Staurolith-Glimmerschiefer den Augengneisskern umhüllen, handelt es sich in Wirklichkeit um eine westwärts gerichtete «Stirn».

Wie aus den Profilen (Fig. 27) zu ersehen ist, biegen die im Augengneiss steilstehenden s -Flächen in den höher gelegenen Glimmerschiefern gegen Westen in eine flachere Lage um. Die Achsenfläche der Antiform ist also gebogen. Sowohl Amphibolit wie Granat-Staurolith-Glimmerschiefer wurden in der Scheitelpartie angehäuft (disharmonische Grossfalte).



Wie weit sich diese Antiform in die Paragneisse des Val Prato fortsetzt, ist nicht zu erkennen. Die Augengneisse tauchen im nördlicher gelegenen Val Campala nicht mehr auf. Sie könnten aber mit den Augengneissen der A. Campioni im Val Chironico zusammenhängen, die gegen SW abtauchen. Die den Kern der Antiform umhüllenden Glimmerschiefer sind wie eine Zipfelmütze gegen Norden ausgezogen. Im E-W-Profil (Tafel IV) und auf der Strukturkarte (Tafel II) fallen die flachen Strukturen im hintern Val Prato auf, die möglicherweise einer Fortsetzung der Antiform entsprechen.

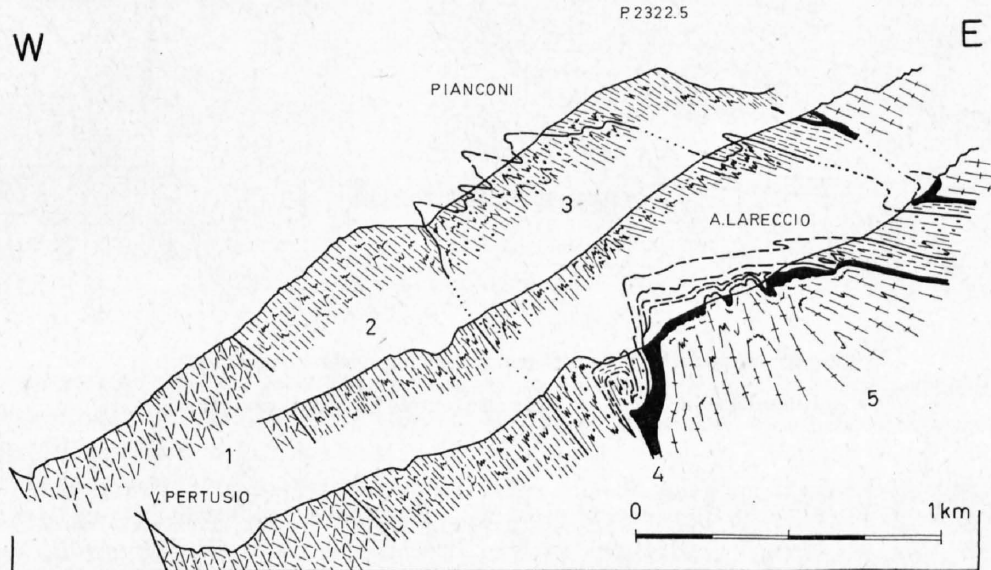


Fig. 27: Profile durch die Antiform von Lareccio.

- 1 = Ganna-Gneiss
- 2 = feinlagige gebänderte Zweiglimmer-Plagioklasgneisse
- 3 = Granat-Staurolith-Glimmerschiefer
- 4 = Amphibolite
- 5 = Augengneisse der Verzasca

Von einer «Wurzel» können wir insofern sprechen, als sich die ganze mächtige Paragneissmasse östlich des Ganna-Gneisses aus einem Keil entwickelt, der vom Augengneiss des Val Lareccio und dem Ruscada-Gneisskörper im Val Pertusio begrenzt wird. Dieser Winkel wird im Val Pertusio noch durch zwei keilförmig gegen Norden ausspitzende Augengneisskörper verkleinert.

5. Das Schlingengebiet westlich des Lago Morghirolo

Östlich von Mogno und Fusio streichen die steilstehenden Gesteinszüge nach Norden und biegen dann knickartig nach Osten um. Nördlich des Lago Morghirolo streichen s_0 und s_1 einheitlich in E-W-Richtung.

β , B der mesoskopischen Falten und die Lineationen fallen steil gegen S bis SE ein.

Fig. 26: Darstellung der eingemessenen Strukturelemente im Schmidtschen Netz (obere Halbkugel). Unten rechts: Schlüssel für die Aufteilung des Arbeitsgebietes.

- Lineationen: kleine Kreise
- s-Flächen: 1 %-Flächenkreise
- β ($= \pi$): fett ausgezogene kleine Kreise
- Auszählung: A (20 - 10 - 5 - 0 %)
- T (15 - 10 - 5 - 2,5 - 0 %)
- Y (20 - 10 - 0 %)
- K (10 - 5 - 1 - 0 %)
- L (13 - 10 - 5 - 0 %)
- M (14 - 9 - 0 %)
- B, H (30 - 20 - 10 - 5 - 0 %)

Der Schlingencharakter wird durch das Verhalten der zwei inneren Glimmerschieferzüge betont. Sie sind mit Amplituden von 200 bis 400 m um eine 50° südfallende Achse verfaultet.

Die Pressung war so intensiv, dass die Bruchschwelle in den Paragneissen überschritten wurde und neben Falten auch rupturale Deformationen entstanden (Fig. 28).

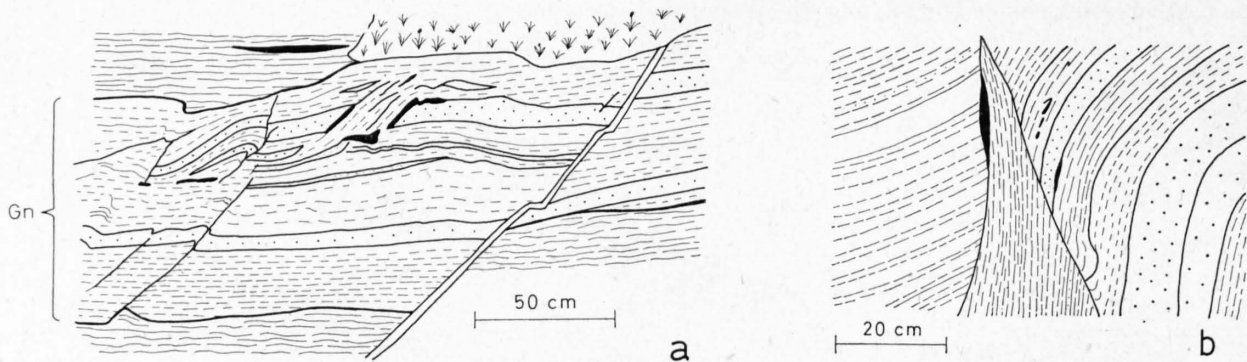


Fig. 28: Rupturelle Deformationen im Schlingengebiet (siehe Text).

Gn = Gneissband in Glimmerschiefer; leucokrate Bändchen sind punktiert.

Die bruch- bis kluftartigen Bildungen sind nicht späte Störungen, sondern hängen mit der Schlingenbildung zusammen. Dies beweist die Intersektion von Bruchfläche mit der Stoffgrenze in Fig. 28a. Die konstruierte Schnittgerade fällt mit 75° gegen Osten ein, sie ist parallel zur konstruierten Faltenachse einer unmittelbar benachbarten rundlichen Falte.

Für die intensive Deformation sprechen neben diesen Rupturen auch die wild verfalteten Linsen von Granat-Glimmerschiefern, Knotengneissen und Ganna-Gneiss westlich des Lago Morghirolo.

6. Innerer Aufbau der Campo Tencia-Masse

Profile Tafel IV

Weder *s*-Flächen noch Lineationen können lithologische Leithorizonte ersetzen. Sie geben aber doch wertvolle Hinweise über den inneren Aufbau der Paragneissmasse und dienen als Hilfsmittel zur Konstruktion der beiden Profile auf Tafel IV.

Die einzigen Leithorizonte, die wir im Innern der Campo Tencia-Masse finden, sind die Grenzen zwischen Glimmerschiefer und Gneiss. Diese Grenzen haben z. B. in der Umgebung des P. Forno einen komplizierten Verlauf, der durch eine N-S-Faltung allein nicht erklärt werden kann. Im E-W-Profil wurden in dieser Gegend die Daten von der Nordseite entlang den N-S-Lineationen in die Profilebene projiziert. In der Westhälfte des Profils wurde das gleiche mit den Aufschlüssen des Val Prato gemacht. Im N-S-Profil benutzte ich die Aufschlüsse der Spondaseite, zusammen mit den NE-SW-Lineationen zur Konstruktion. Hier wurde nicht nach den N-S-Lineationen projiziert, da, wie im 3. Kapitel (vgl. p. 61) dargelegt wurde, die Form der Augengneisskörper durch die NE-SW-Lineation abgebildet wird.

Vor allem im Val Prato konnte die Tektonik nicht restlos geklärt werden. Wir wissen nicht, bis wo und in welcher Form sich die Antiform von Lareccio in die Paragneisse hineinzieht. Bei der Annahme eines einfachen inneren Aufbaues, mit kontinuierlichem Ostfallen der Stoffgrenzen, ist es uns unmöglich, das ganze Paragneisspaket des Val Prato in den schmalen Streifen zu ziehen, der von den Glimmerschiefern der A. Crozolina (P. 1832) und jenen von Mottascio (NW des P. Forno) offengelassen wird.

Die *s*-Flächen und damit die Achsenebenen der mesoskopischen Falten ergeben eine Synform der Campo Tencia-Masse, mit flachem Ostteil und steil aufgebogenem West- und Nordwestteil.

Wir haben bereits im Abschnitt über die Petrographie festgehalten, dass die Deformation im allgemeinen prä- bis synkristallin ist. Einzig in der stark durchbewegten Dachpartie des Leventina-Gneisskörpers finden wir postkristalline Deformation. Die ganze Paragneissmasse ist verfaltet und zusammengeschoben. Da keine Anzeichen für tief unter die Campo Tencia-Masse reichende Bündnerschiefer oder Triasgesteine vorliegen, halte ich es für möglich, dass eine Abscherung der Campo Tencia-Masse über dem Dach des Leventina-Gneisskörpers stattfand. Der ganze Charakter der Grenzzone zwischen Leventina-Gneiss und Paragneiss spricht für eine Scherzone ersten Ranges.

Zusammenfassung

1. Petrographie

a) Gesteine

Die Glimmerschiefer und die feinkörnigen Paragneisse, die zusammen mit dem Ganna-Gneiss die Campo Tencia-Masse aufbauen, entstanden durch eine syn- bis postkinematische alpine Meso-Metamorphose aus psammitischen und pelitischen Sedimenten.

In den feinkörnigen Zweiglimmer-Plagioklasgneissen und Biotit-Plagioklasgneissen bildete sich ein granoblastisches Gleichgewichtsgefüge. In den aluminiumreichen Glimmerschiefern erscheinen Porphyroblasten von Staurolith und Granat oder Staurolith und Disthen, zusammen mit Muskovit und Biotit. Einige Kilometer südöstlich des Arbeitsgebietes wird Staurolith durch Granat und Disthen ersetzt.

Die Minerale haben einen für die Amphibolitfazies kennzeichnenden Chemismus: Die Granate sind almandinreich, und die Muskovite aluminiumreicher Gesteine enthalten bis zu 30 Mol.-% Paragonit. Für 20 Mol.-%-Paragonit in Muskovit wurde ein $d_{(0\ 0\ 10)}$ -Wert von 1,988 Å bestimmt. Der Anorthitgehalt der Plagioklase steigt von Albit in Alkalifeldspatgneissen und Glimmerschiefern zu saurem Oligoklas in Paragneissen, Oligoklas/Andesin in Amphiboliten und schliesslich zu Labradorit-Anorthit in karbonatführenden Biotitschiefern.

In rostig anwitternden grauen bis dunkelgrauen Bändern der Paragneisse konnte spektralanalytisch Graphit nachgewiesen werden.

Bei den Alkalifeldspatgneissen führen Ganna-Gneiss und Leventina-Gneiss neben postkinematischen auch präkinematische (präalpine?) Alkalifeldspäte.

b) Quarz-Feldspat-Knauer mit Alumosilikaten

In den Paragesteinen der Campo Tencia-Masse findet man zahlreiche Quarz-Feldspat-Knauer mit einer aluminiumreichen Randzone. Sie entstanden durch metamorphe Differentiation aus dem Nebengestein. Da Knauer hie und da in ihrem Innern offene Klüfte enthalten, kann als treibender Mechanismus für den Materialtransport ein Druckgefälle angenommen werden.

Nach Auftreten und Mineralgehalt können wir ausser den reinen Quarzknauern zwei weitere Typen unterscheiden:

1. In den feinkörnigen Paragneissen erscheinen Quarz-Feldspat-Knauer mit Disthen und Andalusit. Andalusit-Plagioklas sowie Disthen-Muskovit treten innerhalb des Knauers oft gemeinsam auf. Biotit und Chlorit wurden am Rande angereichert.
2. In den Glimmerschiefern der Alpe Sponda treten die bekannten Stufen mit Staurolith und Disthen im Hellglimmer auf. Paragonit ist nicht in jeder Stufe vorhanden. Hier stehen einem Kern mit Quarz eine innere Randzone (Muskovit, Paragonit und untergeordnet Staurolith und Disthen) und eine äussere Randzone (Biotit, Staurolith und Disthen) gegenüber. Aus der inneren Zone und den ausschwänzenden Enden der Knauer stammt der grösste Teil der Stufen mit Staurolith und Disthen im Hellglimmer.

2. Strukturen und Tektonik

Im Bereich mesoskopischer und makroskopischer Falten kann neben dem Stoff- s (s_0) ein s_1 parallel der Achsenebene der Falten festgestellt werden. Da die Falten spitzwinklig bis fast isoklinal sind (Scherfalten) und die Diskordanz zwischen s_1 und s_0 in allen hOl-Flächen nicht sichtbar ist, ergibt sich für die Strukturkarte ein geschlossenes Bild.

Die s_1 (Achsenebenen mesoskopischer Falten) bilden im grossen ganzen eine N-S-gerichtete Synform, deren Depression in der Gegend der A. Gardiscio liegt. Von hier aus steigen die s_1 -Flächen gegen Osten und Nordosten flach an, während der westliche Gebietsteil steil aufgestellt ist und westlich des Lago Morghirolo knickartig in ein ebenfalls steiles E-W-Streichen umbiegt.

Der Verlauf der s_0 (Stoffgrenzen) ist komplizierter, da sowohl im mesoskopischen wie im makroskopischen Bereich Anzeichen für mehrere, z. T. heteroaxiale, Verfaltungen vorhanden sind (z. B. verbogene Achsenebenen, durch Stoffgrenzen stossende Lineationen).

Die Lineationen (Kleinfältelung) eines regionalen Systems verlaufen N-S bei schwachem Südfallen und somit parallel zum B der s_1 -Synform. Lokale Ausdehnung hat das Schlingengebiet im Nordwesten sowie ein durch die Augengneisskörper der Verzasca verursachtes NE-SW-Lineationssystem im Süden.

Als Abscherhorizont für die Campo Tencia-Masse kommt das Dach des Leventina-Gneisses in Frage.

Summary

The investigated area lies in the northern part of Canton Ticino (Switzerland), 10 km south of the Gotthard Massif, within the so-called «Lepontine Gneiss Region» (E. WENK 1956). This region contains mesometamorphic rocks (Amphibolite facies) with a uniform planar and linear structure. For the geological situation, see fig. 1, p. 8.

1. Petrography

a) The Rocks

The mica-schists and the fine-grained paragneisses, which together with the Ganna-Augengneiss build up the Campo Tencia Complex, were formed by a syn- to post-kinematic mesograde alpine metamorphism of psammitic and pelitic sediments.

A granoblastic equilibrium-structure was formed in the fine-grained 2-mica-plagioclase-gneisses and in the biotite-plagioclase-gneisses. In the aluminium-rich mica-schists, porphyroblasts of staurolite and garnet, or staurolite and kyanite, can be seen together with muscovite and biotite. A few kilometers south-east of the investigated area, staurolite is replaced by garnet and kyanite.

The chemical composition of the minerals is characteristic for the amphibolite facies: the garnets are rich in almandine, and the muscovites of high-aluminium rocks contain up to 30 Mol.-% paragonite. For a muscovite with 20 Mol.-% paragonite, a value of 1.988 Å was determined for $d_{(0\cdot0\cdot10)}$. The anorthite-content of the plagioclases is an albite in alkali feldspar-gneisses and mica-schists, an acid oligoclase in paragneisses, oligoclase/andesine in amphibolites, and finally labradorite/anorthite in carbonate-bearing biotite-schists.

Graphite was determined spectrographically in brownish eroded grey to dark-grey bands of the paragneisses.

Pre-kinematic (pre-alpine?), as well as post-kinematic alkali feldspars in the alkali feldspar-gneisses, are found in the Ganna- and in the Leventina-gneiss.

b) Veins

In the para-rocks of the Campo Tencia Complex, numerous quartz-feldspar lense-shaped veins with aluminium-rich borders can be found. They were formed by metamorphic differentiation from the neighbouring rock. As the lenses often possess open druses, a pressure gradient can be assumed as the driving force for the material transport.

Apart from pure quartz-veins, one can differentiate two further types by their occurrence and mineral-content:

1. In the fine-grained paragneisses, quartz-feldspar lenses occur with kyanite and andalusite. Andalusite-plagioclase as well as kyanite-muscovite often occur together in the lenses. Biotite and chlorite are concentrated marginally.
2. In the mica-schists of Alpe Sponda, the well-known mineral-groups occur with staurolite and kyanite in a groundmass of light micas. Paragonite does not exist in each sample. In these mica-schists there is a core with quartz, an inner border-zone (muscovite, paragonite, and minor staurolite and kyanite), and an outer border-zone (biotite, staurolite and kyanite). Most of the mineral-groups with staurolite and kyanite in light mica stem from the inner zone and the tapering end of the lens.

2. Structures and Tectonics

In mesoscopic and macroscopic folds, besides bedding- s (s_0), s_1 can be found parallel to the axial plane of the folds. As the folds are acute-angled to nearly isoclinal (shear-folds), and as the discordance between s_1 and s_0 on hOl-surfaces is invisible, the structure-map yields a closed picture.

The s_1 (axial plane of mesoscopic folds) shows basically a N-S-directed synform, whose depression lies around A. Gardiscio. From here, the s_1 -surfaces rise gradually to the east and to the north-east, whereas they are steep in the western part of the area. West of Lago Morghirolo the strike changes over a short distance from N-S, to E-W.

The course of the s_0 is more complicated, as indicated by several, in part heteroaxial, fold structures – mesoscopically as well as macroscopically (e.g. twisted axial planes; lineation plunging through the bedding schistosity).

The lineations (small-folding) of a regional system run N-S with a slight dip to the south, and therefore parallel to B of the s_1 -synform. The vortex-structure region in the north-west possesses a local extension, as well as the NE-SW-lineation system in the south caused in the surrounding rocks by the rigid Augengneiss-body.

The roof of the Leventina-gneiss is probably the decollement horizon of the Campo Tencia Complex.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen
Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae

- ARAMAKI, S. and ROY, R. (1958): *Further Equilibrium Studies in the System Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O under hydrostatic and uniaxial pressure*. – Bull. geol. Soc. Amer. **69**, p. 1530.
- BAMBAUER, H. U., BRUNNER, G. O. und LAVES, F. (1962): *Wasserstoffgehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit*. – SMPM **42**, p. 221–236.
- BARIĆ, L. (1940): *Disthen vom Greiner in Tirol und vom Monte Campione (Schweiz)*. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. A, Beil.-Bd. **76**, p. 36–69.
- BARTH, T. F. W. (1962): *Theoretical Petrology*. – John Wiley and Sons, New York 1962.
- BEARTH, P. (1952): *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. **96**.
- (1956): *Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen*. – Eclogae **49/2**, p. 279 bis 290.
- (1958): *Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums*. – SMPM **38**, p. 363–373.
- (1962): *Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen*. – SMPM **42/1**, p. 127–137.
- (1963): *Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee*. – SMPM **43**, p. 279–286.
- BELL, P. M. (1963): *Aluminium Silicate System: Experimental Determination of the Triple Point*. – Science **139/3559**, p. 1055–1056.
- BIANCONI, F. (1965): *Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Compolungo*. – SMPM **45**, p. 571–596.
- BINGGELI, V. (1961): *Zur Morphologie und Hydrologie der Valle Lucomagno*. – Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol. **12**.
- BOSSHARD, L. (1925): *Der Bau der Tessinerkulmination*. – Eclogae **19**, p. 504–521.
- BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. F. (1950): *The system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - H_2O* . – J. Geol. **58**, p. 489.
- BUCHMANN, H. (1953): *Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin*. – Diss. Basel 1953.
- CASASOPRA, S. F. (1939): *Studio petrografico dello Gneiss Granitico Leventina*. – SMPM **19**, p. 449–709.
- (1957): *Locarno und seine Täler (Geologie)*. – Schweizerische Alpenposten.
- CHAPMAN, CH. A. (1950): *Quartz Veins formed by metamorphic Differentiation of Aluminous Schists*. – Amer. Mineralogist **35**, p. 693–710.
- CHAYES, F. (1954): *Potash feldspar as a by-product of the chloritization of Biotite*. – Carnegie Inst. Washington, Year Book **53**, p. 128.
- CLARK, S. P. Jr., ROBERTSON, E. C. and BIRCH, F. (1957): *Experimental Determination of Kyanite-Sillimanite Equilibrium relations at high temperatures and pressures*. – Amer. J. Sci. **255**, p. 628.
- CLARK, S. P. Jr. (1960): *Kyanite-Sillimanite Equilibrium*. – Carnegie Inst. Washington, Year Book **59**, p. 52.
- DENNEN, W. H. (1957): *Spectrographic determination of carbon in sedimentary rocks, using direct-current arc excitation*. – Spektrochimica Acta **9**, p. 89.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1928): *Über Disthen-Andalusitparagenesen*. – Sitz.-Ber. Heidelb. Akad. Wiss. 1928, Abh. **16**.
- ESKOLA, P. (1932): *On the principles of metamorphic Differentiation*. – Bull. Comm. Geol. Finland **97**, p. 68–77.
- (1939): in BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. und ESKOLA, P.: *Die Entstehung der Gesteine*. – Verl. Springer. Berlin.
- EUGSTER, H. P. and YODER, H. S. (1954a): *Micas*. – Carnegie Inst. Washington, Year Book no **53**, p. 111.
- (1954b): *Stability and Occurrence of Paragonite*. – Bull. geol. Soc. Amer. **65**, 12/2, p. 1248.
- (1955): *Micas*. – Carnegie Inst. Washington, Year Book no **54**, p. 124.

- Fonteilles, M. (1965): *Sur la profondeur de formation des veines à disthène géodique de la région de Baud (Morbihan)*. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 88, p. 281.
- Fyfe, W. S. and Turner, F. J. (1966): *Reappraisal of the Metamorphic Facies Concept*. — Contr. Mineral. Petrol. 12, p. 354.
- Gruner, J. W. (1942): *Conditions for the formation of paragonite*. — Amer. Mineralogist 27, p. 131–134.
- Grütter, O. (1931): *Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerkanlage Monte Piottino (Tessin)*. — Eclogae 24, p. 1–21.
- Harder, H. (1956): *Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muscoviten*. — Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 5, p. 227–271.
- Hasler, P. (1949): *Geologie und Petrographie der Sambuco–Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin*. — SMPM 29, p. 50–155.
- Heim, Alb. (1900): *Gneissfaltung in alpinem Centralmassiv, ein Beitrag zur Kenntnis der Stauungsmetamorphose*. — Vjschr. natf. Ges. Zürich, 45. Jg., 12, p. 205–226.
- Henriques, Å. (1956): *The alkali content of kyanite*. — Ark. Mineral. Geol. 2/12, p. 271–274.
- Hietanen, A. (1956): *Kyanite, Andalusite and Sillimanite in the schist in Boehls Butte quadrangle, Idaho*. — Amer. Mineralogist 41, p. 1.
- Hügi, Th. (1965): *Disthen- und Sillimanitgehalte einiger Gesteine der Schweizer Alpen*. — Eclogae 58/1 (Festschrift Cadisch), p. 391–401.
- Iiyama, J. T. (1964): *Etude des réactions d'échange d'ions Na–K dans la série muscovite–paragonite*. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 87, p. 532–541.
- Jäger, E. (1962): *Rb–Sr Age Determinations on Micas and Total rocks from the Alps*. — J. Geophys. Res. 1962.
- Jäger, E. und Streckeisen, A. (1958): *Nachweis von Graphit in graphitführenden Schieferen des Simplon-Gebietes*. — SMPM 38, p. 375–386.
- Jäger, E., Geiss, J. et al. (1961): *Rb–Sr–Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen*. — SMPM 41/2, p. 255–272.
- Jäger, E. und Arnold, A. (1965): *Rb–Sr–Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen orocalpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite*. — Eclogae 58/1 (Festschrift Cadisch), p. 369–390.
- Jakob, J. (1937): *Über den Alkaligehalt der Disthene*. — SMPM 17, p. 214–219.
- (1941): *Chemische und strukturelle Untersuchungen an Disthen*. — SMPM 21, p. 131–135.
- Jasmund, K. (1950): *Texturaufnahmen von blättchenförmigen Mineralien submikroskopischer Grössenordnung in einer Debye–Scherrer-Kamera*. — N. Jb. Mineral., Mh. 1950, p. 63–72.
- Johnsen, A. (1908): *Über einige durch ungewöhnliche Achsenwinkel ausgezeichnete Glimmer*. — Cbl. Mineral. 1908, p. 618.
- Juurinen, A. (1956): *Composition and properties of Staurolite*. — Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A III. Geol.-Geogr. 47.
- Karpoﬀ, R. (1946): *Sur la présence de disthène dans une pegmatite à la frontière Algéro–Soudanaise*. — C. R. Acad. Sci. Paris 233, p. 1154.
- Khitarov, N. J., Pugin, V. A., Pin Chao and Slutskii, A. B. (1963): *Relations between andalusite, kyanite and sillimanite at moderate temperatures and pressures*. — Geochem. 3, p. 235.
- Klemm, G. (1904–1907): *Bericht über Untersuchungen an den sogenannten «Gneissen» und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen*. — Sitz.-Ber. k. preuss. Akad. Wiss.: I. 7. Jan. 1904, p. 46–65. — II. 13. April 1905, p. 442–453. — III. 24. April 1906, p. 420–431. — IV. 7. März 1907, p. 245–258.
- (1911): *Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen*. — Z. dtsh. geol. Ges. 63, p. 464–469.
- Königsberger, J. (1908): *Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno (Kanton Tessin) und Beschreibung der Mineralagerstätten des Tessinermassivs*. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. 26, p. 488–564.
- Lardy, Ch. (1832): *Essai sur la constitution géognostique du St. Gothard*. — N. Denkschr. schweiz. natf. Ges., I. Abt., 2, p. 233.
- Lautensach, H. (1912): *Die Übertiefung des Tessingebietes*. — Geogr. Abh., hrsg. v. A. Penck, H. 1, Berlin 1912.
- (1914): *Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen*. — Z. Gletscherkunde 9.
- Lippmann, F. (1955): *Anwendungsmöglichkeiten der Guinier-Kamera nach v. Wolff bei der röntgenographischen Tonuntersuchung*. — Heidelb. Beitr. 4, p. 251–254.
- Matthes, S. (1953): *Mineralsprossung und Stoffmobilisation während der Metamorphose der Paragneisse im Vor-Spessart*. — Fortschr. Mineral. 32, p. 47.

- McCORMICK, R. B. (1934): *Paragonite from P.Forno, Ticino, Switzerland*. — Amer. Mineralogist 19.
- MEHNERT, K. R. (1953): *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald*. — N. Jb. Mineral., Abh. 85, p. 59 bis 140.
- MILNES, A. G. (1965): *Structure and History of the Antigorio Nappe*. — SMPM 45, p. 167.
- MIYASHIRO, A. (1949a): *The stability relation of kyanite, sillimanite and andalusite*. — J. geol. Soc. Japan 55, p. 218–223.
- (1949b): *A note on "Stress-Minerals"*. — J. geol. Soc. Japan 55, p. 211–217.
- (1951): *Kyanites in Druses in Kyanite-Quartz-Veins*. — J. geol. Soc. Japan 57, p. 59–63.
- (1953): *Calcium-poor garnet in relation to metamorphism*. — Geochim. cosmochim. Acta 4, p. 179–280.
- NÄGELI, H. (1920): *Die postglazial-prähistorischen Biaschina-Bergstürze*. — Vjschr. natf. Ges. Zürich 65.
- NEWTON, R. C. (1966): *Kyanite-Andalusite Equilibrium from 700° to 800° C.* — Science 153, p. 170.
- NIGGLI, E. (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. — Rep. 21. int. geol. Congr. Copenhagen 1960, 13, p. 132–138.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. — Eclogae 58/1, p. 335–368.
- NIGGLI, P. (1950a): *Der Meso- und Epimineralbestand der Almosilikatgesteine*. — SMPM 30, p. 145.
- (1950b): *Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose*. — SMPM 30, p. 500.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. — Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 14.
- NIGGLI, P., KÖNIGSBERGER, J. und PARKER, R. L. (1940): *Die Mineralien der Schweizer Alpen*, Bd. II. — Basel 1940.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal*. — Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 71.
- PARKER, L. (1954): *Die Mineralfunde der Schweiz*. — Basel 1954.
- PETTIJOHN, F. J. (1949): *Sedimentary rocks*. — New York 1949.
- PREISWERK, H. (1918a): *Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen*. II. Teil: Oberes Tessin- und Maggiagebiet. — Beitr. geol. Karte Schweiz 26.
- (1918b): *Geologische Karte des oberen Tessin- und Maggiagebietes*. — Geol. Spez.-Karte Schweiz, Nr. 81.
- (1925): *Tessinergneiss*. — SMPM 19, p. 177–187.
- PREISWERK, H., BOSSARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. und AMBÜHL, E. (1934): *Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal*. — Geol. Spez.-Karte Schweiz, Nr. 116.
- (1936): siehe P. NIGGLI et al.
- QUERVAIN, F. DE und FRIEDLAENDER, C. (1942): *1. Nachtrag zu «Chemismus schweizerischer Gesteine»*. — Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 20.
- QUERVAIN, F. DE und JENNY, V. (1956): *2. Nachtrag zu «Chemismus schweizerischer Gesteine»*. — Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 34.
- RAMBERG, H. (1952): *The origin of metamorphic rocks*. — Chicago 1952, p. 213.
- (1956): *Pegmatites in West Greenland*. — Bull. geol. Soc. Amer. 67, p. 185–213.
- READ, H. H. (1932): *On quartz-kyanite-rocks in Unst, Shetland Islands, and their bearing on metamorphic differentiation*. — Mineral. Mag. 23, p. 317–328.
- (1957): *The Granite Controversy*. — Thomas Murby & Co, London 1957.
- REINHARD, M. (1935): *Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen*. — Jb. mijnbouk. Ver. Delft 1934–1935, p. 39.
- REIST, M. (1960): *Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavenatals*. — Beitr. Geol. Schweiz, Hydrol. 11.
- ROLLE, F. (1881): *Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin*. — Beitr. geol. Karte Schweiz. 23.
- (1882): *Geologische Karte der Schweiz 1:100000, Blatt Bellinzona-Chiavenna*. — Schweiz. geol. Komm.
- RONOV, A. B. and KHLEBNIKOVA (1960): *Chemical composition of the main genetic clay types*. — Geochemistry 6.
- ROSENFELD, J. L., THOMPSON, J. B. and ZEN, E. (1958): *Data on coexistent Muscovite and Paragonite*. — Bull. geol. Soc. Amer. 69, p. 1637.
- SANDER, B. (1911): *Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen*. — Tschermak's Mineral. Petrogr. Mitt. NF. 30, p. 281.
- (1950): *Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper II*. — Springer Verl. Wien 1950.

- SCHALLER, W. T. and STEVENS, R. E. (1941): *The validity of paragonite as a mineral species*. – Amer. Mineralogist 26, p. 541.
- SCHUILING, R. D. (1962): *Die petrogenetische Bedeutung der drei Modifikationen von Al_2SiO_5* . – N. Jb. Mineral., Mh., p. 200.
- SCHWANDER, H. (1960a): *Quantitative spektrochemische Bestimmung der Hauptkomponenten von Feldspäten und andern Silikaten*. – SMPM 40, p. 8–10.
- (1960b): *Neue Anwendungen zur quantitativen spektrochemischen Bestimmung der Hauptkomponenten in Silikatesteinen und Mineralien (Pressverfahren, Stallwood Jet)*. – SMPM 40, p. 289–311.
- SCHWANDER, H. und WENK, E. (1965): *Monazit als Kern pleochroitischer Höfe in Biotiten der Tessiner Gneisse*. – SMPM 45, p. 797–806.
- STAPFF, F. M. (1881): *Geologische Beobachtungen im Tessental*. – Z. dtsch. geol. Ges. 33, p. 604–616.
- (1882): *Geologische Beobachtungen im Tessental*. – Z. dtsch. geol. Ges. 34, p. 41–73 und p. 511–555.
- (1885): *Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke (Erstfeld–Castione)*. – Direktion der Gotthardbahn.
- STRECKEISEN, A. (1928): *Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden)*. – SMPM 8, p. 87–239.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*. – Bern 1851.
- TADDEI, C. (1937): *Dalle alpi Lepontine al Ceneri*. – Bellinzona 1937.
- THOMPSON, J. B. (1957): *The graphical Analysis of mineral assemblages in pelitic schist*. – Amer. Mineralogist 42, p. 842–858.
- TROMMSDORFF, V. (1964): *Gefügestudien an Calcitmarmor aus Val Prato (Tessin)*. – SMPM 44, p. 595–611.
- (1966): *Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon*. – SMPM 46, p. 431.
- WARSHAW, CH. M. and ROY, R. (1961): *Classification and scheme for the identification of layer silicates*. – Bull. geol. Soc. Amer. 72, p. 1455.
- WEGMANN, C. E. (1929): *Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland*. – Bull. Comm. géol. Finlande 87/II, p. 98–127.
- WEILL, D. F. (1966): *Stability relations in the Al_2O_3 – SiO_2 –system, calculated from solubilities in the Al_2O_3 – SiO_2 – Na_3AlF_6 –system*. – Geochim. cosmochim. Acta 30, p. 223.
- WEINSCHENK, E. (1900): *Über einige bemerkenswerte Minerallagerstätten der Westalpen*. – Z. Kristallogr. Mineral. 32, p. 258–265.
- WELLS, R. C. (1937): *Analyses of rocks and minerals from the Laboratory of the united states geological survey 1914–36*. – Geol. Surv., Bull. 878.
- WENK, E. (1943): *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin)*. – SMPM 23, p. 265–295.
- (1948): *Ostalpinen und penninisches Kristallin*. – SMPM 28, p. 761–771.
- (1953): *Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin*. – Eclogae 46/1, p. 9–21.
- (1955): *Eine Strukturkarte der Tessineralpen*. – SMPM 35, p. 311.
- (1956): *Die leopontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera*. – Eclogae 49/2, p. 251–265.
- (1962a): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen (Die Paragenese Calcit–Plagioklas)*. – SMPM 42, p. 139.
- (1962b): *Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen*. – Geol. Rdsch. 52, p. 754–766.
- (1963): *Zur Definition von Schiefer und Gneiss*. – N. Jb. Mineral., Mh. 1963, p. 97–107.
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. und STERN, W. (1963): *Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessineralpen*. – SMPM 43, p. 435–463.
- WIELAND, H. (1966): *Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)*. – SMPM 46, p. 189–303.
- WINKLER, H. G. F. (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. – Springer Verl., Berlin 1965.
- WOODLAND, B. C. (1963): *A petrographic study of thermally metamorphosed pelitic rocks in the Burke Area (Vermont)*. – Amer. J. Sci. 261, p. 369.
- YODER, H. S. and EUGSTER, H. P. (1955): *Synthetic and natural muscovites*. – Geochim. cosmochim. Acta 8, p. 225.
- ZEN, E. (1960): *Metamorphism of Lower Paleozoic Rocks*. – Amer. Mineralogist 45, p. 129–175.
- ZEN, E., ROSS, M. and BEARTH, P. (1964): *Paragonite from Täsch Valley near Zermatt, Switzerland*. – Amer. Mineralogist 49, p. 183–189.

