

# Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv

Autor(en): **Huber, H.M.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **23 (1943)**

Heft 2

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-20064>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv

Von *H. M. Huber.*

## INHALT

	Seite
Vorwort . . . . .	476
Einleitung und Problemstellung . . . . .	476
A. Die Klüfte im Granit und Granodiorit . . . . .	479
1. Verteilung und Inhalt der Fundstellen . . . . .	479
2. Verbreitung und Intensität der Mineralien und Elemente in den Klüften . . . . .	482
3. Beispiele von Paragenesen und Ausscheidungsfolgen . . . . .	486
4. Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Nebengestein. . . . .	489
a) Zur Entstehungsgeschichte alpiner Kluftminerallagerstätten . . . . .	489
b) Veränderungen im Mineralbestand der Kluftwandung . . . . .	490
c) Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung der Kluftwandung . . . . .	492
d) Beispiele von Mineralumwandlungsprozessen in der Kluftwandung . . . . .	493
e) Zusammenfassung und Folgerungen . . . . .	499
B. Die Klüfte im Amphibolit der Motta nairazone . . . . .	502
1. Verteilung der Fundstellen und Paragenesentypen . . . . .	502
2. Die Prehnitfundstellen der Motta naira-Zone . . . . .	504
3. Die Fundstellen am Ende des Maigelsgletschers . . . . .	510
4. Die Fundstellen im Granatamphibolit nordöstlich Piz Fuorcla . . . . .	511
5. Zusammenfassung . . . . .	512
a) Zuordnung der registrierten Klüfte zu den Typen und Angabe des Nebengesteins] . . . . .	512
b) Verbreitung, Menge und Sukzession der Mineralien in der Motta nairazone . . . . .	512
6. Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Mineralbestand der Kluftwandung . . . . .	516
C. Die Minerallagerstätten in den Orthogneisen . . . . .	521
1. Verteilung und Inhalt der Fundstellen . . . . .	521
2. Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Gesteinszusammensetzung . . . . .	524
3. Die Stoffbelieferung der Kluftlösung, Zusammenfassung und Folgerungen . . . . .	527
D. Die Minerallagerstätten in den Paragneisen und Mischgneisen . . . . .	529
E. Die Beziehungen zwischen der Kluftverteilung und der Regionaltektonik . . . . .	530
F. Zusammenfassung . . . . .	531
1. Versuch einer Klassifizierung der Kluftlösungen nach ihrer Beziehung zum Nebengestein . . . . .	531
2. Schematischer Differentiationsverlauf der Kluftlösungen . . . . .	533
Literaturverzeichnis . . . . .	535



## Vorwort

Im vorausgehenden Heft dieser Zeitschrift wurde die Darstellung der Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv in Aussicht gestellt<sup>1)</sup>. Ursprünglich war beabsichtigt, diese Arbeit an die Behandlung der Gesteinsarten anzuschließen. Durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. P. NIGGLI und des Redaktors der Mitteilungen, Herrn Dr. F. DE QUERVAIN wurde es jedoch ermöglicht, die folgenden Ausführungen gesondert zu publizieren.

Für das Interesse und die wohlwollende Unterstützung, die mir bei der Ausarbeitung und Korrektur dieser Arbeiten durch Herrn Prof. P. NIGGLI, Herrn Prof. R. L. PARKER und Herrn Dr. F. DE QUERVAIN zu Teil wurde, möchte ich nicht versäumen, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen.

## Einleitung und Problemstellung

Die Erforschung der Minerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv begann vor mehr als einem Jahrhundert. Sie erreichte Höhepunkte schon zu Anfang (CHR. LARDY (27), A. WANGER (54) 1833/34), dann um die Mitte des vorigen Jahrhunderts durch die Arbeiten von A. KENNGOTT (17); G. VOM RATH (49) und D. F. WISER (59); erhielt neuen Anstoss durch den Danburitfund vom Piz Vallatscha im Jahre 1882 (C. HINTZE (9), M. SCHUSTER (50)) und ist in neuester Zeit zusammenfassend dargestellt worden durch die Arbeiten von J. KOENIGSBERGER (18—25), R. L. PARKER (47) und P. NIGGLI (37) im Buche: „Die Mineralien der Schweizeralpen“.

Schon frühzeitig wurde aber auch erkannt, dass die Untersuchung der Einzelminerale allein keine befriedigende Erklärung der Entstehungsursachen und Wachstumsbedingungen geben kann.

Die Ergänzung durch das Studium der Mineralassoziation innerhalb einer Kluft, durch Untersuchung der Beziehungen zwischen den Kluftspalten eines Kluftsystems oder Fundraumes und durch Ermittlung der Verbandsverhältnisse und der stofflichen Beziehungen zwischen Mineralneubildung und Nebengestein erwies sich als notwendig und ist vor allem durch die Beobachtungen von J. KOENIGSBERGER (18, 19) eingeleitet worden.

Es ist sein Verdienst, im ganzen Alpengebiet die Mineralparagenesen an Hand zahlreicher Feldbeobachtungen und genauester und gewissenhaftester Nachforschung bei den Mineraliensammlern und aus einer umfassenden Kenntnis der Museumsstufen nach Fundorten zusammengestellt und nach Typen

---

<sup>1)</sup> Siehe diese Zeitschrift, Bd. XXIII, 1943, H. 1, S. 77.

und Abteilungen geordnet zu haben. Hand in Hand mit der paragenetischen Erforschung der Lagerstätten gingen die Untersuchungen der Beziehungen zwischen Kluftinhalt, Verteilung der Mineralien, Form und Grösse der Kluft und Zusammensetzung des Nebengesteins. Es gelang J. KOENIGSBERGER (19) zu zeigen, dass zwischen Gesteinszusammensetzung und Kluftinhalt enge Beziehungen bestehen, dass insbesondere die Umwandlungserscheinungen im Gestein bestimmend sind für die Art der Kristallisationen in der Kluft. Er ordnete die Lagerstättentypen bestimmten Gesteinsarten zu und gab zum ersten Mal eine Erklärung für die Gesetzmässigkeiten in der ungeheueren Mannigfaltigkeit der Kristallisationen in den alpinen Klüften.

Das junge, spätalpine Alter der Zerrklufflagerstätten wurde durch J. KOENIGSBERGER (25) bewiesen.

„Danach erfolgte der Absatz der Kluftminerale nach der letzten Metamorphose am Ende der Deckenbewegungen. Diese letzte Metamorphose ist überall fast gleichzeitig nach dem Abgleiten der helvetischen Decken, nach der Versenkung (Verschluckung) ihrer Wurzelzonen, nach der Ausbildung der Mylonitzonen im Aargranit erfolgt. Der letzte Zusammenschub verursachte die Tauchfaltenbildung der penninischen Decken und liegt etwa 15. 10<sup>6</sup> Jahre zurück.“

Die Kluftmineralbildung muss also zeitlich vom Hauptbildungsakt der gotthardmassivischen kristallinen Gesteine getrennt werden. Die enge Beziehung zwischen Gesteinschemismus und Kluftinhalt legt aber nahe, die der Kristallisation unmittelbar vorausgegangene (zwar meist geringfügige) Gesteinsumwandlung genau zu untersuchen und ihre Bedeutung für die Stoffbelieferung der Kluftlösungen abzuklären.

P. NIGGLI (37) hat 1940 aus dem Vergleich hydrothermal-synthetischer Untersuchungen mit den Kluftmineralparagenesen abgeleitet, dass „die Lösungen in Granit-, Gneis- und Schiefergebieten durchwegs kieselsäure-, alkali- und tonerdereich waren, ihre Initialtemperaturen nicht höher als 300 bis 400 Grad anzunehmen sind und die Abhängigkeit der Kluftbildung vom Muttergestein, obwohl in vielen Fällen deutlich, von Erscheinungen, zurückführbar auf regionale Verschiedenheit der physikalisch-chemischen Bedingungskomplexe und verschiedenartige Mitwirkung topochemischer Prozesse im Gestein als Bodenkörpermasse überlagert ist. Der Charakter der Paragenesen ist bedingt durch eine scharfe Ausscheidungsfolge mit Differentiation der Restlösungen, und alles spricht dafür, dass der richtunggebende Faktor dieser Differentiation die Temperaturabnahme im Gefolge der tektonischen und erosiven Entlastung ist.“

Durch die Publikation der „Mineralien der Schweizeralpen“ (37), dieser zusammenfassenden und vollständigen Darstellung der alpinen Kluftminerallagerstätten, sind neue Arbeitsgebiete aufgezeigt worden. So stellt sich besonders dringend die Aufgabe, die Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Nebengestein an Einzelbeispielen in mineralogischer und stofflicher Beziehung nachzuweisen.

Zur vorliegenden Studie haben die folgenden Gründe Anlass gegeben.

Einmal verlockte das Vorkommen eigenartiger Mineralgesellschaften mit z. T. seltenen, und aus den Alpen nur aus diesem Gebiet bekannten Mineralarten zum Detailstudium der Entstehungsursachen und Bildungsbedingungen.

Dann ist das alpine Alter dieser Lagerstätten trotz der engen Beziehungen zur Gesteinszusammensetzung aus zahlreichen Beobachtungen der Verbandsverhältnisse ersichtlich und Grund genug, die Entstehung dieser Lagerstätten vom Hauptbildungsakt der Gesteine zu trennen.

Schliesslich sind bei den Kluftminerallagerstätten als chymogenen, neosomatischen Bildungen (Kristallisationen aus einheitlicher molekulardisperser Phase) Herkunft des chymogenen Neosoms, Bildungsbedingungen und Kristallisationsverlauf (Abkühlungs-differentiation) so verschieden vom Bildungsprozess der alten, chorismatischen Gesteine, dass auch abgesehen vom Altersunterschied eine Sonderbetrachtung sich aufdrängt.

Allerdings bereitet es oft Schwierigkeiten auf Grund der Endprodukte alte und junge neosomatische Bildungen auseinanderzuhalten. Das gilt besonders für die zahlreichen Quarzadern in den Graniten und Gneisen, die beim Fehlen von Zerrungshohlräumen bei starker Schieferung und konkordanter Lagerung oft an ältere Quarzgänge erinnern.

Bei dem sehr grobkörnigen und massigen feldspatreichen Neosom der alpinen Klüfte ist eine Trennung von den älteren oligoklas-granitischen Adern und Pegmatitadern exogener Natur leichter möglich und auch immer ein Zusammenhang mit Mineralbestand und Metamorphosenart des Nebengesteins zu ersehen.

Obgleich die folgenden Ausführungen sich ausschliesslich auf Beobachtungen an den Endprodukten stützen, muss doch im Auge behalten werden, dass umfangreiche, experimentelle Arbeiten vorliegen, welche an Systemen einfacher Zusammensetzung die physikalisch-chemischen Grundlagen der in Frage kommenden Mineralbildungen zu umreissen suchten. Es kann deshalb besser als bei der Beurteilung der Gneis- und Granitbildung, wo die Entscheidung sich fast ausschliesslich auf Beobachtungen an den Endprodukten und theoretische, physikalisch-chemische Überlegungen stützen muss (P. NIGGLI (39)), kontrolliert werden, inwieweit die Beobachtungstat-sachen die vermuteten und möglichen Bildungsbedingungen abbilden.

Wie P. NIGGLI (37, S. 547f.) gezeigt hat, erlaubt das aber auch, ohne dass man sich der Gefahr haltloser Spekulation aussetzt, Deutungsversuche allgemeinerer Probleme.

So kommt es schon unter den Bedingungen der Kluftmineralbildung zur Bildung selbständiger Silikatlösungen, die gesteinsumformend von Bedeutung werden und für die Stoffbelieferung solcher Lösungen ist die normale Gesteinsmetamorphose in vielen Fällen ausreichend.

In dieser Arbeit steht deshalb besonders die Frage nach der Stoffbelieferung der Kluftlösungen im Vordergrund. Das bedingte unter anderem ein Detailstudium der Nebengesteine der Kluft Hohlräume.

Im Folgenden wird versucht, den Einfluss der alpinen Gesteinsmetamorphose auf die Bildung der Kluftlösungen und den Kristallisationsverlauf in der Kluft an Hand von drei Beispielen abzuklären. Die engen Beziehungen zwischen Gesteinszusammensetzung und Kluftinhalt legen nahe, die Lagerstätten gleicher Gesteinszonen zusammenfassend zu behandeln und die Beschreibung einzelner typischer oder abweichender Paragenesen beispielhaft beizufügen.

Das nicht sehr umfangreiche, selbst gesammelte Material erlaubt nicht, auf alle Abweichungen und Spezialparagenesen einzugehen. Es kann nur in grossen Zügen die Rekonstruktion des Ablaufes der Kluftmineralbildung in drei verschiedenen Gesteinsgruppen:

1. im Cristallinagranodiorit und Medelsergranit (Fundbezirk I)
2. im Amphibolit (Fundbezirk II)
3. in den Orthogneisen (Fundbezirk III)

versucht werden.

Die Fundpunkte der ausgebeuteten Klüfte sind auf Photographien und Kartenblättern des T. A. durch J. KOENIGSBERGER, F. N. ASHCROFT (London) und A. CAVENG aus Sedrun fixiert, die in einer Sammlung des Mineralogisch-Petrographischen Institutes in Zürich niedergelegt wurden. Das hat das Aufsuchen der Fundstellen wesentlich erleichtert. An dieser Stelle sei Herrn A. CAVENG, der mich auf manchen Touren begleitete, wertvolle Angaben über die Fundstellen zu machen wusste und ein stets fröhlicher Weggefährte war, besonders herzlich gedankt.

### **A. Die Klüfte im Granit und Granodiorit**

#### 1. Verteilung und Inhalt der Fundstellen

J. KOENIGSBERGER (24, S. 386) unterscheidet im Gebiet der Scopi-gruppe drei Fundräume mit insgesamt etwa 30 Fundorten und ca. 100 bis 200 Fundpunkten:

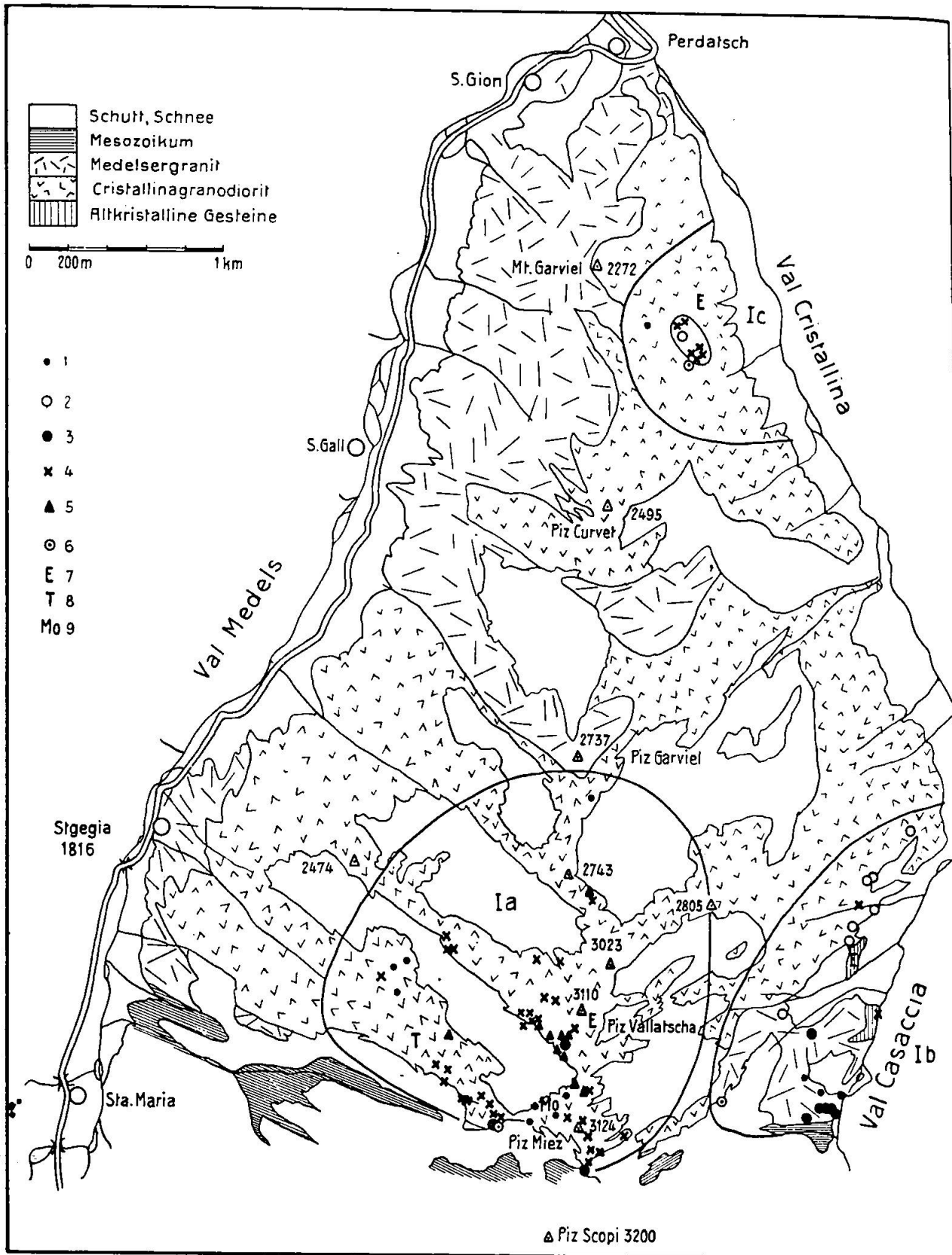


Fig. 1. Die Kluffminerallagerstätten im Granit und Granodiorit

- 1 Quarz, Adular, Chlorit (Typus 5)
- 2 Adular, Quarz (Muskovit, Calcit, Zeolithe, Chlorit) (Typ. 23)
- 3 Adular, Quarz (Chlorit, Anatas, Pyrit) oder: Quarz (Rutil, Ilmenit, Monazit) (Typ. 24/31)
- 4 Adular, Albit, Quarz, Apatit, Chlorit, Calcit (Titanit, Epidot, Zeolithe) (Typ. 25)
- 5 Adular, Quarz, Albit, Apatit, Chlorit, Axinit oder Danburit oder Datolith (Typ. 27/28)
- 6 Quarz, Turmalin (Adular, Apatit) (Typ 37) 7 Epidot 8 Titanit 9 Molybdänglanz

- Fundraum 1. Piz Vallatscha-Piz Miez, sehr ergiebig
- Fundraum 2. La Bianca, ergiebig
- Fundraum 3. Val Casaccia-Val Cristallina.

Die Fundräume 2. und 3. fallen nur zum Teil in den engeren Rahmen des Untersuchungsgebietes. Es scheint mir zweckmässig, den Fundraum 3. in zwei Fundbezirke zu unterteilen: Val Casaccia (Ib) und Val Cristallina (Ic), weil zwischen diesen beiden doch ziemlich weit entfernten Räumen nur ganz spärliche Fundstellen vermitteln. Die nebenstehende Fig. 1 gibt eine Übersicht über die Verteilung der Paragenesen und Fundstellen im Raum zwischen Val Casaccia, Val Cristallina und Val Medels.

Von insgesamt 86 Fundstellen sind die mehr oder weniger vollständigen Paragenesen bekannt, die sich den 3 Fundräumen und den Paragenesentypen <sup>1)</sup> wie folgt zuordnen lassen:

*Tabelle 1: Übersicht über die Fundstellen im Granit und ihre Verteilung auf die Fundräume*

Fundraum Ia, Zahl der Fundstellen: 55

Typen Nr.	Zahl der Fundstellen	Paragenetische Besonderheiten	Nebengestein	
25	26	Adular oft Hauptmineral, Epidot zuweilen in Menge	Cristallinagranodiorit	
5	10	oft nur Quarzband und Adular $\pm$ Chlorit	Aplitgänge und Cristallinagranodiorit	
27	2	mit Danburit oder Datolith (Pt. 2743)	Cristallinagranodiorit	
28	10	oft axinitreich, Quarz tritt zurück	Cristallinagranodiorit	
24	3	ohne Flusspat, mit Turmalin	geschieferter Cristallinagranodiorit	
37	1	Quarz-Turmalin-Band	turmalinführender geschieferter Cristallinagranodiorit	
33	1	Titanit vorherrschend	Aplitgang	
Spezialparagenesen	}	1	Epidot	Cristallinagranodiorit
		1	Molybdänglanz	Cristallinagranodiorit und Aplitgang

<sup>1)</sup> Die Typen- und Abteilungsnummern entsprechen der Klassifizierung von J. KOENIGSBERGER (24), die Bezeichnung der Fundortgruppen derjenigen von R. L. PARKER (47).

## Fundraum Ib, Zahl der Fundstellen: 20

Typen Nr.	Zahl der Fundstellen	Paragenetische Besonderheiten	Nebengestein
5	2	wenig Chlorit	Medelsergranit
24/25	5	1 Fundstelle mit Monazit	flaseriger Medelsergranit
37	1	Turmalinnadeln	Randzone des Medelsergranit
31	2	Quarz und Rutil oder Quarz, Adular und Rutil	Metasomatisch umgewandelter Medelsergranit
23/25	5	zuweilen mit Turmalin	Cristallinagranodiorit
25	3		Medelsergranit und Cristallinagranodiorit
Spezialparagenesen	1	Albit, Epidot und Chlorit	Amphibolit
	1	Albit	injizierter Biotitgneis

## Fundraum Ic, Zahl der Fundstellen: 10

Typen Nr.	Zahl der Fundstellen	Paragenetische Besonderheiten	Nebengestein
25	6		Cristallinagranodiorit
23	1	nur Apatit und Muskovit	Cristallinagranodiorit
37	1		Cristallinagranodiorit
5	1		Cristallinagranodiorit
Spezialparagenesen	1	Epidot	Cristallinagranodiorit

## 2. Verbreitung und Intensität der Mineralien und Elemente in den Klüften

Es sind insgesamt 23 verschiedene Mineralspezies zu beobachten. Sie sind in der folgenden Tabelle der Häufigkeit nach geordnet.

Tabelle II: Verbreitung der Mineralien in den Graniten

Auf 86 Fundstellen treten auf:

Quarz	85 mal	Axinit	10 mal	Danburit	1 mal
Adular	67	Zeolithe	10	Datolith	1
Chlorit	47	Muskovit	6	Amiant	1
Apatit	29	Anatas	4	Monazit	1
Titanit	28	Ilmenit	3	Molybdänglanz	1
Albit	27	Pyrit	3		
Calcit	15	Rutil	2		
Turmalin	11				
Epidot	10				

Den Zahlenwerten kann natürlich nur qualitativ eine gewisse Bedeutung beigemessen werden, denn viele Fundstellen mit armen Paragenesen, die die Ausbeute nicht lohnten, sind der Statistik entgangen. Ausserdem müssen dem Calcit und dem Epidot unbedingt



*Tabelle III*  
*Chemismus und Extensität der Mineralien in den Graniten*

Mineralart	Chemismus												Seltene Erden				
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S	F <sub>2</sub>	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Seltene Erden	
Quarz	●																gemein
Alular	●	●			•	○	○	●									
Chlorit	●	●	○	●	●		○	•	●								
Apatit			•			●					●			○			verbreitet
Albit	●	●				•	●										
Calcit						●						●					
Titanit	●					●			●								
Epidot	●	●	○	•	•	●		○									
Turmalin	●	●	○		○	•	○	•						•	●		charakteristisch
Rxinit	●	●		○	○	●									●		
Desmin	●	●	•			●	•	•	●								
Muskovit	●	●	○	•	•		○	○	○	•							
Rnatas			•						●								selten
Ilmenit			●						●								
Pyrit				● als Fe									●				
Rutil				○					●								sehr selten
Danburit	●					●									●		
Dafolith	●					●		○							●		
Monazit											●				●		

- über 70 Gew. %      ● 20-40 Gew. %      ○ 5-10 Gew. %      • Spuren
- 40-70 Gew. %      ● 10-20 Gew. %      ○ < 5 Gew. % aber merklich
- um 70      ● um 40      ● um 20      ● um 10      ○ um 5

etwas höhere Werte beigemessen werden, denn sie sind oft derb oder in groben Blättern bzw. Stengeln ausgebildet, die nicht geeignet sind, in den Vitrinen der Sammlungen zu glänzen und die deshalb



auch weniger in die Kollektionen der Strahler eingingen. Quarz ist mit 85. eingesetzt, weil er als Band, eine Fundstelle im Amphibolit ausgenommen, immer auftritt. Das verhindert nicht, dass ihn manche Klüfte im Hohlraum, als freigewachsene Kristalle nicht führen.

Unter Berücksichtigung dieser Tatsachen gelangt man zu einer neuen Reihenfolge der Extensitäten, die, zusammen mit den chemischen Komponenten der Mineralien, ein Bild von der Verteilung der Elemente in den Klüften zu geben vermag. Es ist schon hier, wo die Mengenverhältnisse in den einzelnen Klüften noch in keiner Weise berücksichtigt sind, auffällig, dass der Chemismus der gemeinen und verbreiteten Mineralien sich durchwegs auf Komponenten stützt, die im Gestein analytisch-chemisch bestimmt werden können. Nicht nur das: Die verbreitungsmässig am stärksten hervortretenden Komponenten sind in bezug auf Mineral- und Gesteinschemismus dieselben.

Diese Tatsache wird noch augenfälliger, wenn wir versuchen, die Verteilung der Mineralien einigermaßen quantitativ zu fassen. Ein solches Unternehmen muss sich auf Schätzungen und Vergleiche, die am Klüftinhalt selbst vorgenommen werden, stützen und begegnet grossen, praktischen Schwierigkeiten. Die bereits ausgebeuteten Klüfte können auf Grund des von den Strahlern zurückgelassenen Materials auf ihren ehemaligen Inhalt beurteilt werden. Dabei werden jene Mineralien nicht mehr berücksichtigt, die zufolge ihrer Grösse und Schönheit oder Seltenheit in die Museen gewandert sind und deren genauer Ursprungsort in den wenigsten Fällen angegeben werden kann. Sodann sind der Verwitterung ausgesetzte Stufen besonders vom erdigen Chlorit reingewaschen worden, der in seiner Hauptmenge als lockere Füllmasse sowieso verloren ging.

Relativ gut lassen sich die Mengenverhältnisse dann abschätzen, wenn die Mineralien derb im Quarzband eingesprengt sind, wie das bei Adular, Epidot, Calcit und hie und da beim Albit beobachtet werden kann. Auch dann, wenn schmale Spalten gleichmässig krustenförmig von Mineralien überzogen sind, lassen sich einigermaßen zuverlässige Angaben machen.

Da aber die Mengenverhältnisse selbst sehr stark mit der Mineralart variieren, genügt es für Übersichtszwecke, diese nach Zehnerpotenzen abzustufen. Man gelangt dann in bezug auf die beteiligten Elemente zu einer ähnlichen Reihenfolge, wie sie bei der Einordnung nach der Extensität verwirklicht ist. Mit anderen Worten: Ge-

meine und verbreitete Mineralien treten, grosso modo, auch in grosser Menge oder in Menge auf.

Von dieser Regel weichen einige Mineralspezies ab, am auffälligsten der Titanit, der bei grosser Verbreitung fast immer

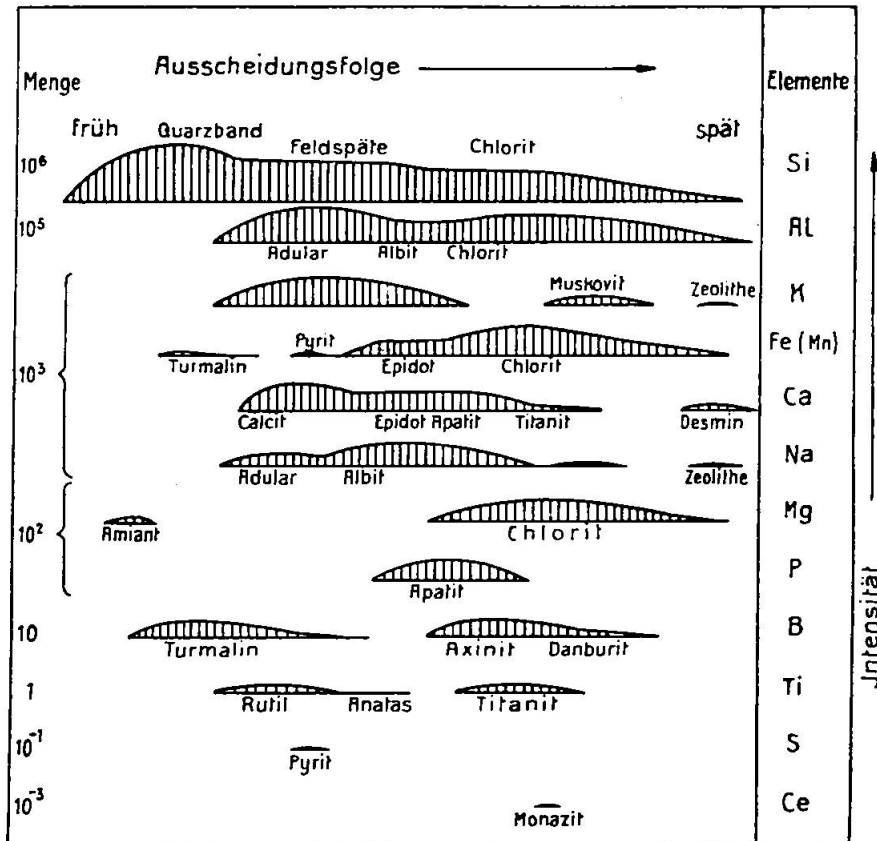


Fig. 2. Ausscheidungsfolge und Menge der Elemente in den Klüften der Granite

in sehr geringer Menge auskristallisierte. Ähnlich verhält sich der Anatas. Umgekehrt treten die seltenen oder charakteristischen Borsilikate, insbesondere Datolith und Axinit, oft in grossen Mengen auf.

Im Diagramm Fig. 2 wurde die zeitlich-mengenmässige Verteilung der Kristallisationen, ihre Ausscheidungsfolge, zur Darstellung gebracht. Da spätere Ausscheidung Kristallisation bei tieferer Temperatur bedeutet, gibt die Aufeinanderfolge der Kristallisationen zugleich ein ungefähres Bild von den Bildungsbereichen.

Sie erstrecken sich bei einigen Mineralien über recht grosse Temperaturintervalle; so vor allem bei Quarz, beim Chlorit und beim Turmalin. Bei einigen spärlichen und seltenen Mineralien ist der Bildungsbereich oft nicht eindeutig anzugeben, weil Erscheinungen, die sichere Schlüsse zulassen (Einschluss früher ausgeschiedener

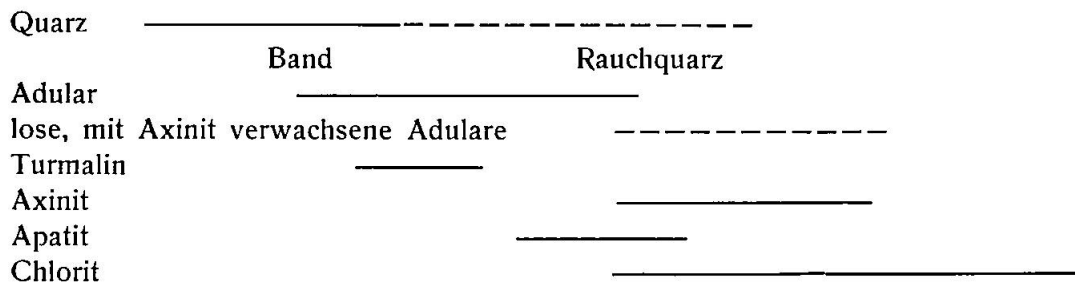
Mineralien, Verwachsung mit gleichzeitigen Kristallisationen, Überkrustung mit Spätausscheidungen) fehlen.

### 3. Beispiele von Paragenesen und Ausscheidungsfolgen

#### *Fundstellen mit seltenen Borsilikaten*

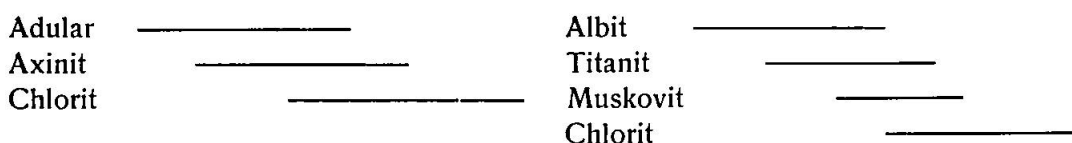
Von einigen Fundstellen sind durch J. KOENIGSBERGER (20, S. 89) die Paragenesen und zeitlichen Abfolgen der Kristallisation bekannt geworden. Aus Stufen der im Mineralogisch-Petrographischen Institut Zürich deponierten Sammlung obigen Autors lassen sich für weitere Fundpunkte die Ausscheidungsfolgen rekonstruieren. Die beiden letzten Beispiele stützen sich auf eigene Feldbeobachtungen.

Der altbekannte Axinitfundort auf der Südwestseite des Piz Vallatscha, der heute völlig ausgebeutet ist, zeigt die Paragenese: Quarz, Adular, Axinit, Chlorit, Albit, Apatit, Turmalin, wobei folgendes Schema der Ausscheidungsfolge gilt:



Es treten also zwei Generationen von Adular auf, wobei die erste vorwiegend derb oder in milchig getrüben Kristallen ausgebildet ist und die zweite gleichzeitig mit Axinit zur Ausscheidung gelangte. Auch bei Axinit können hin und wieder zwei Generationen unterschieden werden: Frühausscheidungen als derbe oder spiessige Massen im Adularband, Spätausscheidungen als Krusten auf Adular, zuweilen von Chlorit vollständig durchwachsen.

Am Südgrat des Piz Vallatscha sind in einer Kluft neben Albit, Adular, Axinit, Chlorit auch Titanit und Muskovit gefunden worden. Diese Kluft zeigt eine starke Differentiation: Axinit ist mit Adular und Chlorit in Gesellschaft, Titanit findet sich im albitreichen Kluftteil. Ein Teil der Kluft ist durch ein Epidot-Calcitband erfüllt. Dementsprechend wird das Ausscheidungsschema auseinandergerissen.



Auch das seit 1882 bekannte Vorkommen von Danburit zeigt eine deutliche Trennung der Mineralien (J. KOENIGSBERGER, 20, S. 91 und 24, S. 389). Auf der Gesteinswandung sitzen vor allem Adular, Quarz und Albit (ohne wesentliche Chloritmengen) auf. Die Kristallisationen in den Hohlräumen des Quarzbandes liessen auf Grund der an den Kristallen beobachteten Erscheinungen die Ausscheidungsfolge sehr gut erkennen:

Quarz	-----
	Band                      Rauchquarz
Turmalin	-----
Epidot	-----
Danburit	-----
Chlorit	-----

Kennzeichnend für viele Lagerstätten des Nordwestgrates von Piz Vallatscha ist ein ziemlich umfangreiches, stark verzweigtes System von Quarzbändern. Diese stehen fast senkrecht zur Schieferung und liegen flach um  $10^{\circ}$ — $40^{\circ}$  (ausnahmsweise auch steiler) nach Süden geneigt. Sie streichen ungefähr Nordost, also quer zur

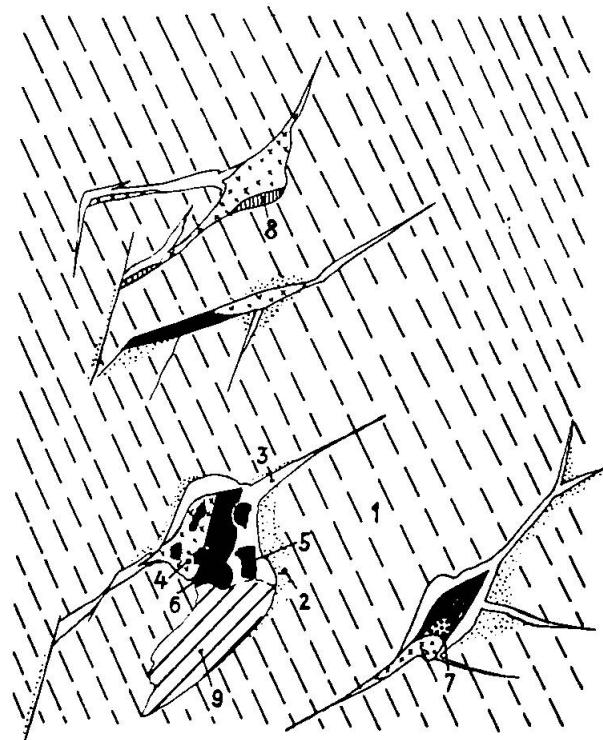


Fig. 3. Kluftsysteme und Mineralverteilung am Datolithfundort (Westseite Garvielgletscher, ca. 1:50)

- 1 Crystallinagranodiorit, 2 feldspatisierter Crystallinagranodiorit, 3 Quarz (Band und Kristalle), 4 Adular (Band und Kristalle), 5 Calcit, derbe Massen, 6 Chlorit, 7 Datolith, 8 Hohlraum, 9 offene Kluftfläche

Bündnerschiefergrenze und zur Bankung des Granites. J. KOENIGSBERGER hat darauf aufmerksam gemacht (24, S. 388), dass solche Systeme von Quarzbändern nach unten (Süden) gerne in Hohlräumen zusammenlaufen, die die Kluftmineralien bergen. Diese Höhlungen stehen oft nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit den mächtigsten Quarzbändern, sondern finden sich oft am Ende von Nebenrissen; das ist sehr schön an der alten Axinitfundstelle zu beobachten. Obgleich die grösste Kluft in der Fortsetzung der Quarzbänder liegt, sind doch viele kleinere Spalten, erfüllt mit den schönsten Mineralien, unterhalb der mächtigen Quarzbänder ausgebeutet worden.

VON A. CAVENG wurde im Herbst 1934 am W-Rande des Garvielgletschers eine Kluft ausgebeutet, welche neben den üblichen Mineralien (Quarz, Adular, Calcit, Chlorit) auch grosse Mengen des seltenen Minerals Datolith führte. Die Kluft steht nahezu senkrecht zur Schieferung (siehe Fig. 3).

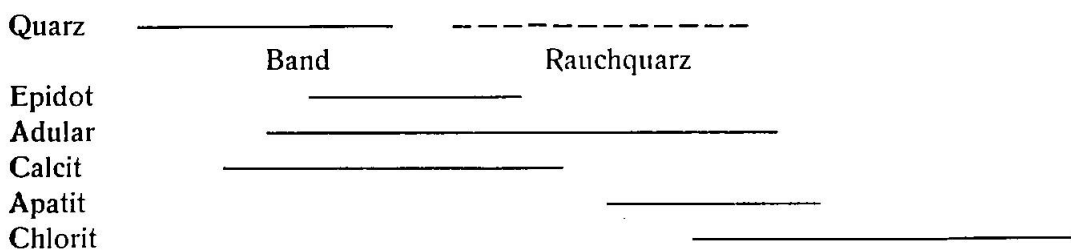
Nach Angaben von A. CAVENG ist auch hier eine starke Differentiation zu beobachten. Der Boden der Kluft wird durch Adularband gebildet. Der Kluft-hohlraum mit lockeren Massen von Datolith, Calcit und Chlorit war nach aussen durch mürbes, brüchiges Quarzband einigermaßen abgeschlossen, konnte aber den Schmelzwässern den Eintritt doch nicht genügend verwehren. Dieselben konnten auf den Datolith so stark einwirken, dass er teilweise aufgelöst wurde und keine natürlichen Wachstumsflächen mehr zeigt (24, S. 210).

#### *Fundstellen vom Typ 25*

Sehr schön ist die Ausscheidungsfolge in einer apatitreichen Kluft auf der Südostseite des Piz Miez bestimmbar. Der Mineralbestand ist der für Paragenese 25 übliche: Quarzband, Rauchquarz, Adular, Calcit, Apatit, Epidot, Chlorit.

Der Epidot ist als grobe Stengel im Quarzband eingesprengt. Der Apatit ist auf Tafelspat aufgewachsen und im Chlorit begraben. Chloriterfüllte Näpfchen auf seiner Oberseite zeigen, dass er während der Chloritausscheidung noch weitergewachsen ist.

Ausscheidungsfolge:

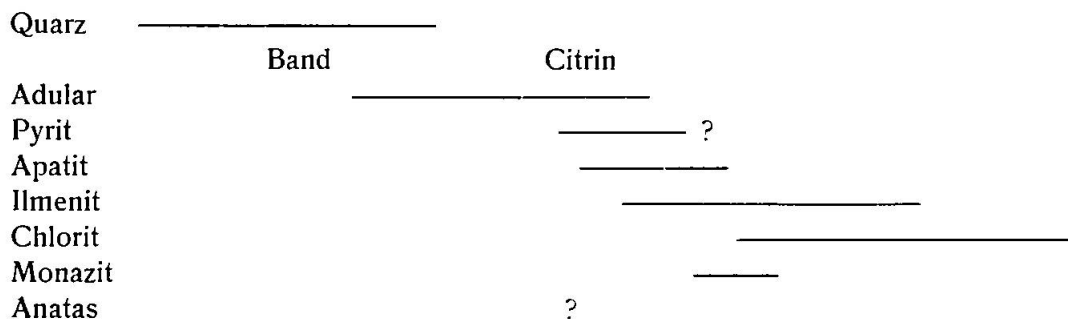


*Fundstellen vom Typ 24*

Im Medelsergranit des Val Casaccia liegen nahe der Bündnerschiefergrenze drei Klüfte, die sich gut dem Paragenesentyp 24 zuordnen lassen. Hauptmineral ist der Adular. Er tritt einerseits in wasserklaren, glasglänzenden, nach [001] gestreckten „Pseudorhomboedern“ auf, andererseits kann er bei schwacher Chloritbedeckung und rauher Oberfläche Bavenohabitus zeigen. Die fast isometrischen, bis faustgrossen Kristalle tragen oft  $\frac{1}{2}$  mm dicke Ilmenitblätter. Der vollständige Mineralbestand der Kluft ist gegeben durch:

Adular, Quarz, Apatit, Ilmenit, Pyrit, Chlorit, Anatas, Monazit (Limonit).

Ausscheidungsfolge:



4. Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Nebengestein

*a) Zur Entstehungsgeschichte alpiner Kluftminerallagerstätten*

Die enge Übereinstimmung zwischen Mineral- und Gesteinschemismus, überall, wo alpine Kluftminerale auftreten, haben J. KOENIGSBERGER (24) und P. NIGGLI (37) veranlasst, die Entstehungsgeschichte dieser Lagerstätten mit den Umwandlungserscheinungen im Gestein in Zusammenhang zu bringen.

Sie gelangten auf Grund der Feldbeobachtungen, der mikroskopischen Untersuchung des Nebengesteins der Klüfte und auf Grund physikalisch-chemischer Überlegungen zu folgendem Ergebnis.

Aufeinanderfolge der Prozesse bei der Kluftmineralbildung:

1. Destillation von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub>.
2. In sauren Gesteinen: Bildung einer alkalischen Silikagellösung bei Epimetamorphose des Gesteins.
3. Eindringen der Lösung längs Stauchungsrissen in die mit H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> erfüllten Hohlräume.
4. Adsorption des CO<sub>2</sub> durch Alkalisilikagel und Ausfallen der Kieselsäure als Quarzband. Dadurch werden CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O frei.

5. Vergrößerung des Hohlraumes durch Einwirkung der Lösung auf das Nebengestein; Aufnahme fester Komponenten (insbesondere Ca, Fe, Mg, Ti) und Auskristallisation derselben bei fortschreitender Abkühlung und relativer Ruhe.

Danach zeigen die alpinen Kluftminerallagerstätten Ähnlichkeiten mit Lagerstätten der vulkanischen Abfolge (magmatisch-hydrothermale Mineralisation in geringer Erdtiefe). Da aber keine weitreichende Materialzufuhr stattfindet, erfolgt eine einsinnige Veränderung der Lösungszusammensetzung, bedingt durch Kristallisationsdifferentiation. Zerrklüfte verhalten sich ähnlich wie intratellurische Mandeln. Die Abkühlung erfolgt aber durch fortschreitende tektonische und erosive Entlastung. Die Wanderwege sind klein.

#### *b) Veränderungen im Mineralbestand der Kluftwandung*

Die mikroskopischen Untersuchungen bestätigen, dass eine Meso-Epimetamorphose der Einwirkung der Lösungen auf die Kluftwandung vorausgegangen ist. Die beiden Prozesse überlagern sich jedoch in den Dünnschliffbildern. Die Metamorphose ist besonders in den entfernteren Teilen der Kluftwandung, im von den Lösungen im Klufthohlraum unbeeinflussten Gestein zu beobachten. Die Einwirkung der Lösung auf die Kluftwandung erfolgte in zwei Stadien:

1. Auslaugung, untergeordnet Umwandlung und Umkristallisation durch Lösung und Zersetzung der Mineralien.
2. Imprägnation des porösen, ausgelaugten Gesteins.

Diese Prozesse können an Hand der Umwandlungsprodukte, der Neukristallisationen, der Änderungen von Struktur und Textur an jeder Kluftwandung mehr oder weniger deutlich beobachtet werden. Im Einzelnen zeigt sich eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit, eine Überlagerung und ein Ineinandergreifen der Prozesse. So ist denn bei einer zusammenfassenden Darstellung im Diagramm eine gewisse Schematisierung unvermeidlich. Die diagrammatische Veranschaulichung soll darum durch Beschreibungen einzelner, typischer Mineralumwandlungerscheinungen ergänzt werden.

Die Änderungen in Struktur, Textur und Mineralbestand sind im Medelsergranit und Cristallinagranodiorit im grossen und ganzen dieselben. In bezug auf die Mengenverhältnisse der auftretenden Mineralien bemerkt man jedoch Unterschiede. So ist der Cristallinagranodiorit ärmer an Quarz und Alkalifeldspat und reicher an Klinoisit, Albit und Biotit. Demgemäss wird der kluftnahe Cristallinagranodiorit zum „Syenitaplit“, verliert in der Auslaugungszone



allen Quarz und etwas Alkalifeldspat, enthält aber noch wesentliche Mengen von Klinozoisit und Chlorit.

Der Medelsergranit wird durch Auslaugung und Albitisierung wohl etwas quarz- und alkalifeldspatärmer, führt aber doch diese Mineralien lange als Hauptgemengteile und enthält dabei grössere Mengen von Serizit, während Chlorit und Klinozoisit zurücktreten.

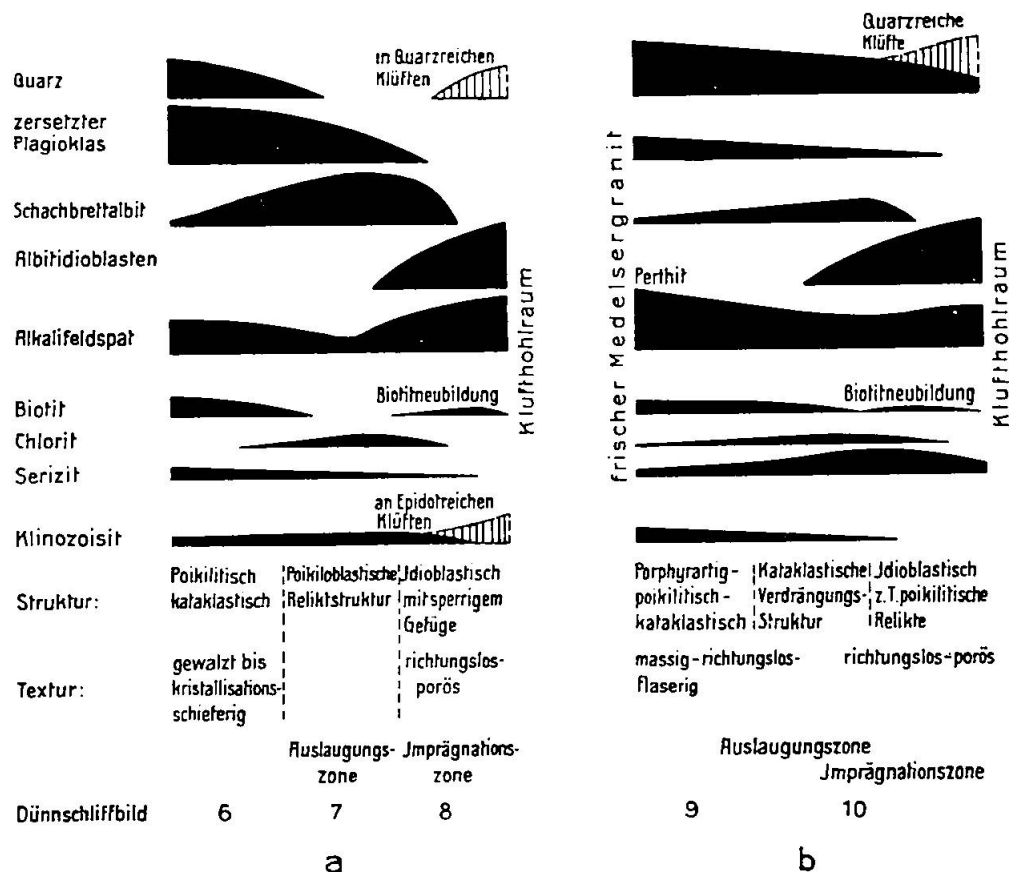


Fig. 4. Veränderungen im Mineralbestand der Gesteine der Kluftwandung.  
a. Klüfte im Crystallinagranodiorit      b. Klüfte im Medelsergranit

Auch die Imprägnationszone zeigt gewisse Unterschiede. Im Crystallinagranodiorit erfolgt neben der Bildung von Albitidioblasten vor allem Kristallisation von Adular und Mikroklin, ferner bei geeigneter Paragenese der Kluft, auch Quarz- und Epidotimprägnation. Der Medelsergranit wird wesentlich durch Albit und hin und wieder durch Quarz imprägniert, Alkalifeldspat tritt etwas zurück. Klinozoisitimprägnation ist nirgends zu beobachten.

Die Struktur ändert sich in beiden Gesteinsarten in ähnlicher Weise: Eine kataklastisch-poikilitische Verdrängungsstruktur mit Relikten von zersetztem Plagioklas und albitisiertem Alkalifeldspat ist für die Auslaugungszone typisch und aufschlussreich. Die



Imprägnationszone zeigt idioblastische Struktur. Zugleich wird die Textur richtungslos. Es fanden also in diesem Stadium keine Differentialbewegungen mehr statt.

*c) Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung der Kluftwandung*

Um ein vollständiges Bild von den Veränderungen in der Kluftwandung zu gewinnen, mussten analytisch-chemische Untersuchungen die mikroskopische Diagnose ergänzen. Die Auswahl der zu analysierenden Gesteine erfolgte so, dass diese einen Allgemeintypus darstellten und von Klüften stammten, deren Paragenesen genau bekannt waren. Von Medelsergranit und Cristallinagranodiorit wurden je zwei Analysen ausgeführt, eine von unbeeinflusstem Granit und eine aus dem Übergangsbereich von Auslaugungs- und Imprägnationszone. Im Medelsergranit kann zudem eine Analyse von teilweise ausgelagtem Gestein Auskunft geben über die Veränderungen in entfernteren Teilen der Kluftwandung.

Die Gesteine stammen von der Fundstelle mit Monazit (Typ 24) im hinteren Val Casaccia und von der bekannten Axinitfundstelle (Fuorn del Palü) im Cristallinagranodiorit des Piz Vallatscha.

Die Gewichtsprozentwerte sind schon in 12, S. 253, Nr. a bis e, wiedergegeben worden. Hier sind noch einmal die Molekularwerte mitgeteilt:

*Tabelle IV: Molekularwerte von Analysen der Kluftnebangesteine*

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz
Medelsergranit, frisch	413	43½	20	9½	27	0,39	0,49	1,0	0,2	+204
Medelsergranit, schwach zersetzt .	361	37	25½	8	29½	0,43	0,54	1,5	0,15	+143
Medelsergranit, stark zersetzt . .	383	54	4	½	41½	0,46	0,23	1,3	0,12	+111
Cristallinagranodiorit, frisch . . . . .	300	37½	23	10	29½	0,34	0,48	2,1	0,2	+ 82
Cristallinagranodiorit, umgewandelt . .	218	42	13½	9½	35	0,36	0,51	2,0	0,3	- 22

Beiden Gesteinsarten gemeinsam ist in bezug auf die kluftnahen Gesteinspartien Abnahme von: qz, si, fm, (c, al-alk) und Zunahme von: al, alk.

Dementsprechend ist die Kluftwandung feldspatreicher und quarz- und biotitärmer als der unveränderte Granit, was schon bei einer oberflächlichen Betrachtung der analysierten Gesteine auffällt. J. KOENIGSBERGER stellte in kluftnahen Gesteinen von Minerallager-

stätten im Biotitprotogin des Aarmassivs ähnliche Änderungen im Mineralbestand fest (18).

Diese Veränderungen kommen noch besser zum Ausdruck, wenn wir aus den Analysen die Basisnormen berechnen und die zusammengehörigen Werte im M-L-Q-Dreieck durch Pfeile miteinander verbinden. Die Pfeile sind in beiden Fällen nach dem Projektionspunkt von Feldspat (F) hin gerichtet (Fig. 5).

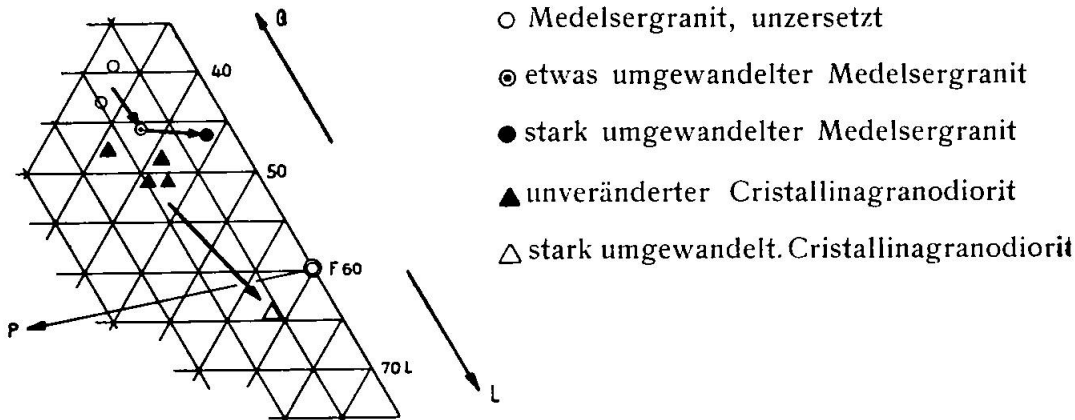


Fig. 5. Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung der Gesteine der Kluftwandung, Q-L-M-Diagramm

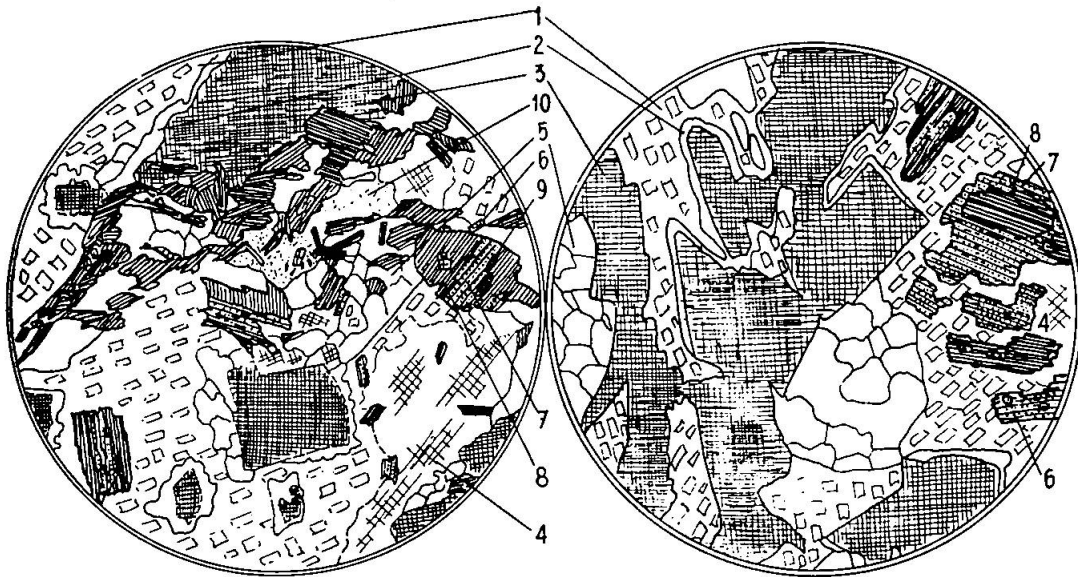
Die chemischen Analysen zeigen also diejenigen Veränderungen an, welche aus der Beobachtung der Dünnschliffe und Handstücke vermutet werden mussten. Sie vermögen aber nicht im einzelnen zu zeigen, in welcher Weise diese Veränderungen vor sich gehen, wie sie, je nach Fundort, Lage und Grösse der Kluft und Art der Paragenese variieren. Deshalb soll an Hand einiger Dünnschliffbilder gezeigt werden, wie gross die Mannigfaltigkeit der Umwandlungsprozesse, der Veränderungen der Struktur und Textur ist.

#### d) Beispiele von Mineralumwandlungsprozessen in der Kluftwandung

Die analysierten Gesteine müssen Mineralbestände und Strukturen zeigen, wie sie durch das allgemeingültige Diagramm auf S. 491 dargestellt werden. Sie sind ja nach diesem Gesichtspunkte ausgewählt worden. Im Cristallinagranodiorit kann man hier, vom unveränderten Granit zur Kluftwandung fortschreitend, vier wesentlich verschiedene Gesteinszonen unterscheiden.

a) Für den unveränderten Granodiorit sind die Merkmale typisch, welche in der petrographischen Beschreibung des südöstlichen Gotthardmassivs (12, S. 102) hervorgehoben worden sind. Die

dort wiedergegebene Abbildung zeigt, dass Quarz Hauptgemengteil ist, die Plagioklaspseudomorphosen etwas ausgewalzt sind und die Glimmerblätter und Zoisitkörnchen zu lockeren Fasern zusammen-treten. Die Alkalifeldspäte sind zum Teil schon zu Schachbrettalbit umgewandelt.



a) beim Axinitfundort auf der Südwestseite des Piz Vallatscha

b) beim Datolithfundort auf der Westseite des Garvielgletschers

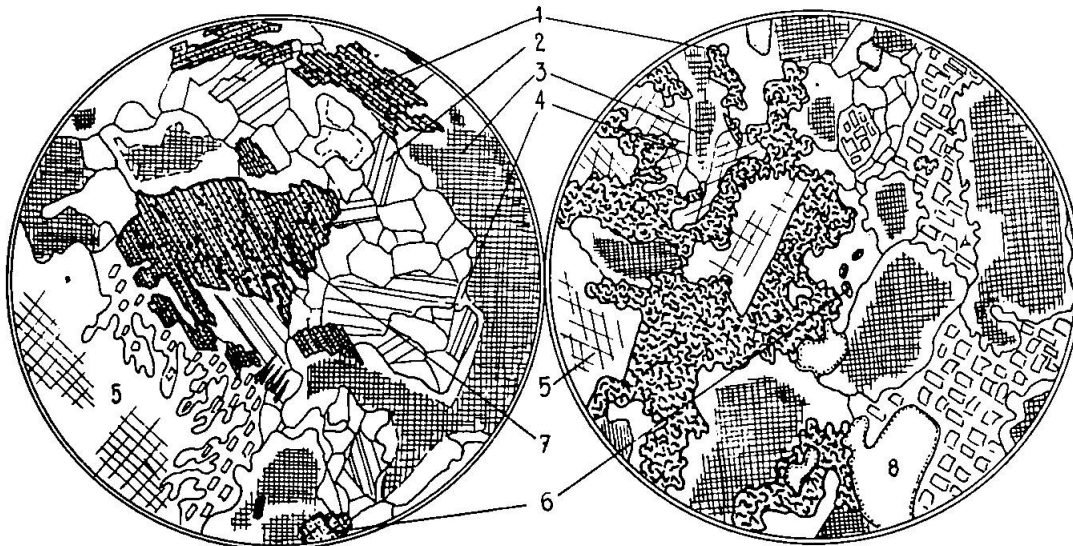
Fig. 6. Beispiele von Strukturbildern der Nebengesteine von Klüften im Granodiorit. Wenig veränderter, quarzarmer Granodiorit  
Vergrößerung ca. 15:1

1 Schachbrettalbit, 2 einschlussfreier Albitrand um zersetzte Plagioklase, 3 Zoisit- (und Muskovit-)füllung idiomorpher, zersetzter Plagioklase, 4 Mikroklin, 5 Quarz, 6 Klinozoisit, 7 Chlorit, 8 Biotit, 9 Titanit, 10 feinkörniges Gemenge von Feldspat, Serizit und Zoisit

b) Die beiden Bilder der Figur 6 geben Strukturen von wenig veränderten Granodioriten wieder. Struktur und Textur unterscheiden sich nur wenig von unverändertem Granodiorit. Der Quarz jedoch tritt hier mengenmässig stark zurück. Er ist durch den reichlicher auftretenden Schachbrettalbit verdrängt worden. Dieser nimmt auch zum Teil die Stellung der Alkalifeldspäte des frischen Gesteines ein. Die xenomorphe Ausbildung und poikilitische Durchwachsung mit idiomorphen, zersetzten Plagioklasen sind sichere Kennzeichen dafür. Die Albitisierung der Alkalifeldspäte kann aber auch unmittelbar beobachtet werden. Die dunkeln Gemengteile sind noch kaum verändert, nur der Biotit ist zum Teil lamellenweise in Chlorit (Klinochlor) umgewandelt.

c) **Umwandlungs- und Imprägnationszone:** Die beiden Bilder der Fig. 7 zeigen, wie stark Auslaugung und Imprägnation übereinandergreifen können.

Beiden Gesteinen gemeinsam ist die vollständige Umwandlung des Biotites. Während jedoch an einen Ort Pseudomorphosen von



a) Chloritisierter Granodiorit      b) Poröser Granodiorit mit Prochlorit  
Vergrößerung ca. 15:1

Fig. 7

Beispiele von Strukturbildern der Nebengesteine von Klüften im Granodiorit Gesteine der Auslaugungszone mit Merkmalen primär-granitischer Struktur (Einschlüsse von idiomorphen zersetzten Plagioklasen in Schachbrettalbit und Alkalifeldspat)

1 Chlorit, 2 idiomorpher Albit (Neubildungen), 3 Zersetzter Plagioklas mit Zoisit- (Muskovit-) Fülleng, 4 zersetzungsproduktfreier Rand um alte Plagioklase, 5 Mikroklin, 6 Zoisit, 7 Chlorit, 8 Porenhohlraum

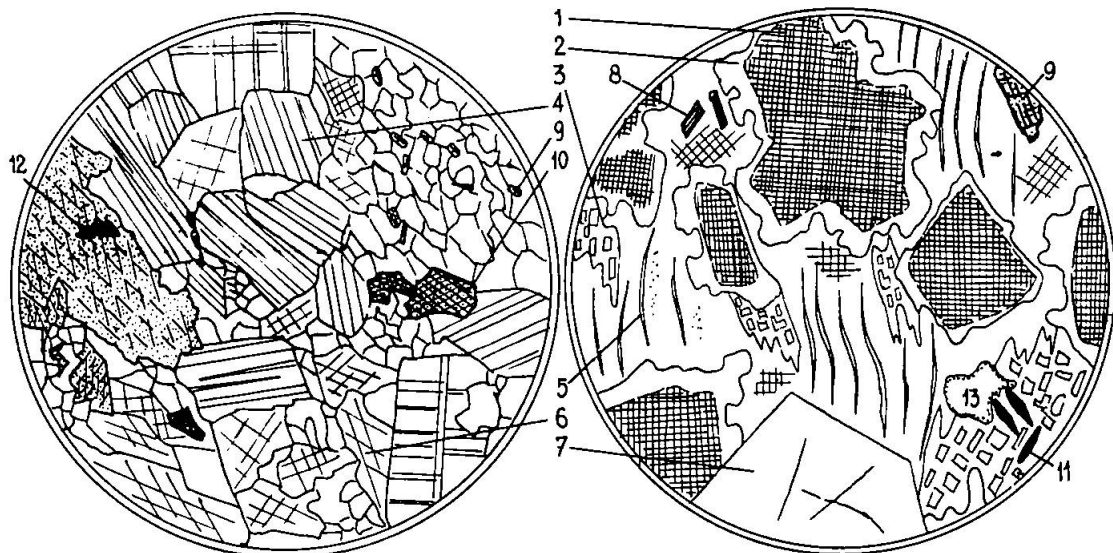
Klinochlor nach Biotit mit Anordnung von Titanitkörnchen längs Spaltrissen zusammen mit nur wenig albitisiertem Mikroklin und grösseren Albitidioblasten das Bild bestimmen, ist im zweiten Fall (Fig. 7b) bei unverkennbarer poikilitischer Reliktstruktur mit den charakteristischen idiomorphen und zersetzten Plagioklasen der Chlorit als geldrollenartiger Prochlorit ausgebildet. Zugleich ist die Textur vollkommen richtungslos und ausserordentlich porös. Beide Gesteine sind ungefähr gleich weit vom Klufttrand weg, führen ungefähr dieselbe Menge gleicher Gemengteile, müssen also ungefähr denselben Chemismus aufweisen.

d) **Reine Imprägnationszone:** Dieses Gestein bildet die eigentliche Wand der Kluft. Die zahlreichen Feldspatidioblasten

bestimmen seinen Charakter. Mit dem Integrationstisch wurde folgender Mineralbestand gemessen:

*Tabelle V: Mineralbestand von imprägniertem Crystallinagranodiorit am Axinitfundort, Südwestwand Piz Vallatscha*

	Volumen-%
Alkalifeldspat	54½
Albit	30½
Klinozoisit	} 8½
Serizit	
Chlorit	1
Calcit	1
Titanit	1
Axinit	3½



a) Beim Axinitfundort auf der Südwestseite des Piz Vallatscha  
Vergrößerung ca. 15:1

b) Beim Datolithfundort auf der Westseite des Garvielgletschers  
Vergrößerung ca. 15:1

Fig. 8

Beispiele von Strukturbildern der Nebengesteine von Klüften im Granodiorit Gesteine der Imprägnationszone, z. T. mit Merkmalen primärgranitischer Struktur  
1 zersetzte Plagioklase, 2 zersetzungsproduktfreier Albitrand, 3 Schachbrettalbit, 4 Albitidioblasten, 5 Alkalifeldspatperthit, 6 Alkalifeldspatneubildungen, 7 Quarzneubildung, ohne undulöse Auslöschung, 8 Biotitneubildung, 9 Zoisit, 10 Calcit, 11 Titanit, 12 Axinit

Die Porosität ist geringer als bei den Gesteinen der Auslaugungs- und Umwandlungszone. Die Feldspäte und der Quarz (Fig. 8) konnten im porösen Gestein zu Idioblasten auswachsen und rich-

tungslose Textur hervorrufen. Nahezu vollständige Auslaugung des Chlorit und Quarz schufen den dazu notwendigen Platz.

Damit ist aber nur ein Teil jener Erscheinungen gekennzeichnet, die im Cristallinagranodiorit in Kluftnähe beobachtet werden können. Schon bei der petrographischen Beschreibung der Gesteine des südöstlichen Gotthardmassivs (12, S. 102) wurde hervorgehoben, wie mannigfach sich der Charakter des Cristallinagranodiorites nach Massgabe der Dislokationsmetamorphose ändert. Diese primäre Mannigfaltigkeit wird gesteigert durch die Überprägung mit (von Fall zu Fall verschiedenen) Imprägnationsphänomenen. In der Imprägnationszone beherrscht wohl der Feldspat fast immer das Feld, weil die meisten Klüfte feldspatreich sind. In quarzreichen Kluftpartien kann aber auch das Nebengestein verquarzt sein. Dazu tritt im Nebengestein der zahlreichen Quarz-Epidotgänge im Nordwestgrat des Piz Miez Epidotimprägnation. Diese Gänge sind etwas älter als die in jenem Gebiet aufgerissenen Klüfte, denn manchmal bildet solch durchaderter Cristallinagranodiorit das Nebengestein von feldspatreichen Klüften, die dann als in Menge auftretendes Mineral auch Epidot führen.

Die Wandung solcher epidot- und feldspatreicher Klüfte zeigt deutliche Imprägnation der Hauptminerale der Kluft. Der Epidot, meist sehr klinoisitreich (Fe-Epidotgehalt 12–18 %), bildet dann mit klarem Albit, etwas Quarz und Alkalifeldspat und mit Biotitidioblasten ein sperriges Gefüge. Zuweilen tritt etwas Amiant hinzu. Die Struktur hat Ähnlichkeit mit derjenigen der Quarzepidotadern, nur dass hier viel mehr Feldspat auftritt. Die entfernteren Teile der Kluftwandung sind normal ausgebildet: Der Biotit ist zum Teil chloritisiert, die etwas reichlicher auftretenden Klinoisite sind rekristallisiert, der Alkalifeldspat ist in Schachbrettalbit umgewandelt. Allmählich geht das Gestein in einen normalen, geschieferten Cristallinagranodiorit über.

Einige Besonderheiten zeigen auch die Fundstellen mit Muskovit, also Paragenesen vom Typ 23. Sie erfreuen sich im Val Casaccia in der Umgebung des Paragneiszuges der Laghets (58) im Cristallinagranodiorit einer grösseren Verbreitung. Hier ist zwar der dem Hohlraum nahe gelegene Teil der Kluftwandung, die Imprägnations- und Auslaugungszone, normal ausgebildet; sie ist feldspatreich. Der wenig beeinflusste Granit zeigt jedoch starke Dislokationsmetamorphose. Die zersetzten Plagioklase sind nur noch in spärlichen Relikten erkennbar, sämtlicher Alkalifeldspat ist in Schachbrettalbit umgewandelt und parallelgelagerte, grobe Biotit- und Serizitschuppen bestimmen eine kristallisationsschiefrige Textur. Es ist auffällig, dass der Muskovit als Kluftmineral dort auftritt, wo auch im



Gestein durch Metamorphose grobschuppiger Muskovit als wichtiger Gemengteil gebildet wurde.

Im Medelsergranit zeigt die Fundstelle mit Monazit, eine Paragenese vom Typ. 24, Verhältnisse, wie sie im Diagramm (S. 489) dargestellt sind, und wie sie auch durch die Analysen (S. 492) gekennzeichnet werden. Der unveränderte Granit ist ein flaseriger Medelsergranit, etwas serizitreicher und quarzärmer als der in der petrographischen Beschreibung der Gesteine des südöstlichen Gotthardmassivs (12, S. 99) abgebildete. Die typische, poikilitische Struktur der Alkalifeldspäte und Plagioklase ist auch hier ausgebildet und bleibt bis in die Imprägnationszone erhalten. Im Gegensatz zum

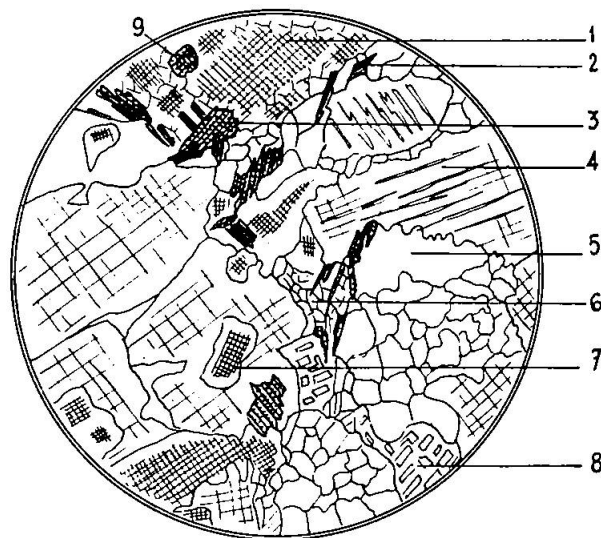


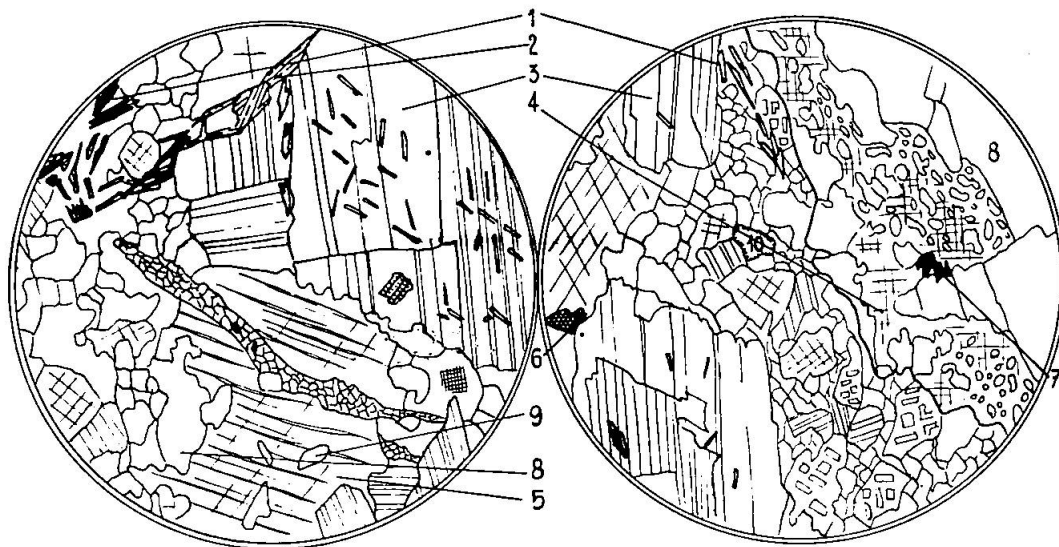
Fig. 9. Strukturbilder der Nebengesteine von Klüften im Medelsergranit:  
Wenig veränderter, schwach albitisierter Medelsergranit mit perthitischen  
Alkalifeldspäten. Fundstelle Typ 24, Val Casaccia, Analyse 2  
Vergrößerung ca. 15:1

1 zersetzter Plagioklas mit Serizitfüllung, 2 Biotit, 3, Chlorit, 4 Alkalifeldspat-perthit, 5 Quarz, 6 Mörtel zwischen Alkalifeldspat- und Quarzkörnern, 7 idiomorpher Plagioklaseinschluss in Alkalifeldspat, 8 Schachbrettalbit, 9 Orthit

Cristallinagranodiorit bleibt aber der Quarz ein Hauptgemengteil, obgleich er in Kluftnähe etwas zurücktritt (siehe Fig. 4b). Der Biotit ist schon im flaserigen Granit zum Teil chloritisiert, Klinozoisit ist sehr spärlich und verschwindet in Kluftnähe ganz, um xenomorphem Calcit Platz zu machen. Die grossen, idiomorph ausgebildeten Albite in der Imprägnationszone deuten darauf hin, dass eine Auslaugung der Imprägnation vorausging, und den Kristallen Platz zum Wachstum schuf.

Feinkörnige Quarz-Biotitadern, welche Alkalifeldspäte verheilen, und Teile der Kluftwandung, die fast vollständig aus idiomorphen

Quarzen mit schwach rauchbrauner Färbung bestehen, deuten stellenweise auf eine starke Quarzimprägnation. An anderen Orten können mannigfache Verdrängungserscheinungen von Quarz durch Alkalifeldspat beobachtet werden. Besonders die Kluftwand rutilführender Paragenesen zeigt solche Metasomatosen. In der Imprägnationszone ist, wie Fig. 10b zeigt, eine metasomatisch-poikilitische Verdrängungsstruktur zu beobachten. Grosse, undulös auslöschende Quarzkörner erscheinen randlich aufgelöst in Aggregate tropfenförmiger Quarze, die gleiche optische Orientierung zeigen und durch Alkalifeldspat umschlossen werden. Daneben sind grosse Albit- und Alkalifeldspatidioblasten gebildet worden.



a) Neubildung von Albit und Verheilung von zerbrochenem Alkalifeldspat durch Quarz, Verdrängung von Alkalifeldspat durch Albit.

b) Silikatmetasomatose: Verdrängung von Quarz durch Alkalifeldspat, dicke Linie = alte Grenze des Quarzkornes.

Vergrößerung ca. 50:1

Fig. 10. Strukturbiider von Nebengesteinen der Klüfte im Medelsergranit. Feldspatisierte Gesteine der Imprägnationszone. Fundstelle Typ 24, Val Casaccia, Analyse 3

1 Biotit, 2 Muskovit, Serizit, 3 idiomorpher Albit, 4 Alkalifeldspat, Neubildung, 5 Alkalifeldspatperthit, 6 Calcit, 7 Erz, 8 Quarz, 9 Quarztropfen in Alkalifeldspat, 10 Porenhohlraum

*e) Zusammenfassung und Folgerungen*

Die Gesteine der Kluftwandung sind inbezug auf Chemismus und Mineralbestand stark verschieden von den unbeeinflussten Graniten. Sie tragen aber doch den Stempel einer vorausgegangenen Metamorphose, die sie vorerst in gleicher Weise beeinflusste. Diese Epimetamorphose kann in den ausgelaugten und imprägnierten



Teilen der Kluffwandung an folgenden Erscheinungen erkannt werden:

1. Quarz im Stadium der Verdrängung (durch Schachbrettalbit, Alkalifeldspat, Karbonat) zeigt bereits undulöse Auslöschung.
2. Zerbrochene Alkalifeldspäte sind durch Quarzadern oder Schachbrettalbit verheilt: Es ist der Albitisierung also eine Kataklyse vorausgegangen.
3. Zersetzte idiomorphe Plagioklase mit frischen Albiträndern bleiben bis in die Imprägnationszone erhalten (s. Fig. 8 b).
4. Durch die Metamorphose längs Spaltrissen entmischte Titanite in Biotiten finden sich in gleicher Anordnung in Chloritpseudomorphosen der Auslaugungszone (s. Fig. 7 a).
5. Quarz-Epidotgänge, welche die Granite und Aplite durchadern, und Kristallisationen aus (während der alpinen Metamorphose entstandenen) kalkalumosilikatreichen Lösungen darstellen, werden von mineralführenden Klüften durchsetzt.

Die dem Kluffhohlraum nahe gelegenen Teile der Wandung sind unter dem Einfluss der wässerigen Lösungen weitgehend verändert. Man kann eine Auslaugungs- und Imprägnationszone unterscheiden. Diese Zonen sind schon makroskopisch sichtbar, können aber oft schlecht gegeneinander abgegrenzt werden. Die Umwandlungserscheinungen zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit der Propylitisierung der Gesteine in der Umgebung von Au-Ag-Erzgängen der jungen Goldsilberformation (3). Beiden gemeinsam ist, dass zuerst eine Zersetzung und darauf eine etwas weniger umfangreiche Imprägnation stattfindet. Dass die Änderung im Mineralbestand und Chemismus der Kluffwandung nicht nur auf Auslaugung, sondern wesentlich auch auf Imprägnation beruht, folgt schon aus der idiomorphen Ausbildung der Mineralien in der Imprägnationszone. Die Mineralien hatten in dem ausgelaugten, porösen Gestein Platz, idiomorph auszuwachsen. Es war also nach der Auslaugung Material zugeführt worden. Dieses konnte nicht aus der Zersetzungszone stammen, da diese gegenüber unverändertem Granit an denselben Mineralien reicher ist (Feldspat), die auch die Imprägnationszone auszeichnen.

Auch der Vergleich der Raumgewichte der analysierten Gesteine zeigt, dass wesentliche Mengen Tonerde und Alkalien zugeführt wurden. Die gemessenen Porositäten der zersetzten Kluffnebangesteine betragen ca. 10 %. Wenn die Stoffveränderung im Nebengestein durch Auslaugung zu Stande gekommen wäre, müsste

aber die Porosität beim Cristallinagranodiorit 24 % und beim Medelsergranit 19 % betragen (Tonerde als konstant angenommen).

Die Alkalizufuhr bei der Imprägnation war grösser, als dass mit Tonerde nur Feldspat zugefügt worden wäre.

Durch diese Imprägnationserscheinungen wurden die Poren in der Kluftwandung zum Teil wieder verstopft. Der Kluftinhalt wurde zu einem mehr oder weniger abgeschlossenen System, sodass sich die Lösungen unbeeinflusst differenzieren und Kristalle ausscheiden konnten.

Je nach dem Grad und der Art der Imprägnation und Auslaugung, also nach der Einwirkung der Lösung auf das Nebengestein oder nach der Beeinflussung des Kristallisationsvorganges in der Kluft durch das Nebengestein, können verschiedene Lagerstättentypen unterschieden werden. Zwischen den einzelnen Typen existieren alle möglichen Übergänge. Sie werden am Schluss dieser Ausführungen tabellarisch zusammengestellt (siehe Seite 532).

Auf Grund der Beobachtungen in der Umgebung der Klüfte in den Graniten und Granodioriten kann man sich den Vorgang der Mineralbildung, die Reihenfolge der Prozesse ungefähr folgendermassen denken:

1. Epimetamorphose der Granite und Granodiorite und Bildung alkali- und kieselsäurereicher Lösungen als Folge der Mineralumwandlungsprozesse:
  - Serizitisierung der Alkalifeldspäte
  - Plagioklaszersetzung
  - Chloritisierung des Biotites.

Diese Lösungen werden sich besonders in der Umgebung von verschieferten und gelockerten Gesteinspartien, auf Scherflächen und Ruschelzonen ansammeln können.
2. Ansammlung von Lösungen in Spalten längs Verschieferungszonen.
3. Ausfällung der Hauptmenge des  $\text{SiO}_2$  als Quarzband (begünstigt durch Entweichen von  $\text{CO}_2$  oder Adsorption von  $\text{CO}_2$ ).
4. Einwirkung der Lösungen auf das Nebengestein:
  - a) Auslaugung
  - b) Imprägnation: Die Lösung in der Kluft wird zu einem  $\pm$  abgeschlossenen System.
5. Kristallisationsdifferentiation im Gefolge der Abkühlung, bewirkt durch fortschreitende tektonische und erosive Entlastung.

## B. Die Klüfte im Amphibolit der Motta naira-Zone

### 1. Verteilung der Fundstellen und Paragenesen-typen

Die Übersichtskarte der Minerallagerstätten des südöstlichen Gotthardmassivs zeigt, dass die petrographisch mannigfaltige Muldenzone der Motta naira sehr reich ist an Minerallagerstätten der Abt. 6, resp. der Fundortgruppe 7a. (Siehe Tafel I.)

Es ist natürlich bei dem komplexen petrographischen Charakter dieser Zone<sup>1)</sup> kaum zu erwarten, dass ausschliesslich die für basische, hornblende-führende Gesteine typische Paragenesenabt. 6

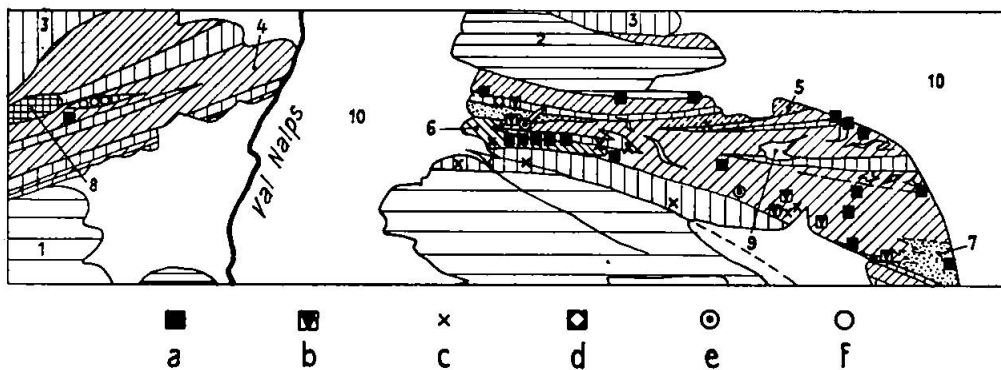


Fig. 11. Die Minerallagerstätten der Motta naira im Val Nalps (Fundraum IIa)  
 a Fundstellen Typ 88 mit Prehnit, b Typ 88 mit Prehnit und Turmalin,  
 c Typ 87, d Typ 47/88, e Typ 47 mit Rutil, f Typ 33/35 mit Titanit  
 1 Streifengneis, 2 Mischgneis, 3 Paragneise, 4 Zoisitamphibolite, 5 grob-  
 körniger Amphibolit, 6 Granatamphibolit, 7 Hornblende-Biotitschiefer,  
 8 Serpentin, 9 Pegmatit- und Aplitgänge, 10 Schutt  
 5 cm entspricht 700 m

auftritt. Das Vorherrschen der ihr zugeordneten Typen 87 und 88 wird erst verständlich, wenn wir die Fundstellenverteilung mit der petrographischen Gliederung in Beziehung bringen. Dabei kann man erkennen, dass 95 % aller Fundpunkte in den am Südrand der Mulde durchstreichenden Amphibolitstreifen fallen. Von den insgesamt 54 Fundstellen gehören 43 den Paragenesen 87 bis 89 der Abt. 6 an, und 41 davon liegen in amphibolitischen Gesteinen und basischen Gneisen, während der Rest, also 13 Fundstellen, Kristallisationen in hellen aplitischen und pegmatitischen Einlagerungen sind.

Die Verteilung der Fundstellen ist wie so oft bei den alpinen Lagerstätten keine gleichmässige. Die Häufung auf zwei reiche Bezirke ist nicht etwa durch mangelhafte Erschliessung der dazwi-

<sup>1)</sup> Vgl. 12, S. 212.

schenliegenden Zonen zu erklären, sondern eher in einer lokalen Anhäufung der Amphibolitmassen zu suchen. Es mussten eine Reihe von günstigen Umständen zusammenwirken, damit die Mineralisation stattfand. Die stofflichen Voraussetzungen waren auch in den dazwischenliegenden Zonen gegeben, aber erst die tektonischen Prozesse vermochten mit ihnen vereint die Füllung der aufgerissenen Hohlräume mit geeigneten Lösungen zu bewirken.

Aus dem Raume der Motta naira (Fundraum IIa) sind bis jetzt 41 Klüfte durch Strahler erschlossen und ihre Paragenesen registriert worden. Die Zahl muss aber mindestens verdoppelt werden, wenn sie die aufgeschlossenen grösseren Spalten mit Mineralinhalt bezeichnen soll. Vom Fundbezirk IIb am untern Ende des Maigelsgletschers sind demgegenüber nur 11 Punkte registriert. Aber auch hier ist die Zahl aller Spalten mit Mineralinhalt mindestens doppelt so gross. Das heisst natürlich nicht, dass die verbleibenden Klüfte dieselben hervorragend grossen Einzelkristalle oder Aggregate beherbergen. Es sind vorherrschend kleine Hohlräume mit zum Teil einfacher, aber doch charakteristischer Paragenese, welche noch der Erschliessung harren.

Zwischen den beiden Häufungsstellen vermitteln nur wenige Fundpunkte vorwiegend mit Paragenese 87, während in der E.-Fortsetzung bis an das Ende des Laiblaugletschers der Amphibolitzug noch etwas reichlicher durchklüftet ist (besonders am Südgrat des Piz Vitgira <sup>2)</sup>).

Nur 5 % der Fundstellen liegen ausserhalb der südlichen Amphibolitzone. Eine Häufung um weitere abgrenzbare Fundräume wäre auf Grund der Registrierung seitens der Strahler nicht erkennbar, wenn nicht Feldbeobachtungen zeigten, dass wiederum eine Ansammlung von basischen, von Pegmatitgängen reichlich durchsetzten Gesteinen als Heimat kleinerer Mineralklüfte oder auch nur Bänder ohne Hohlraum gelten muss. Es handelt sich um eine schon in der petrographischen Beschreibung des südöstlichen Gotthardmassivs (12, S. 212) erwähnte Amphibolitlinse östlich der Fuorcla Paradis.

Es werden im Folgenden aus den 3 Fundräumen jeweils bezüglich Paragenese und Ausscheidungsfolge typische Minerallagerstätten herausgegriffen. Eine Beschreibung jeder einzelnen Fundstelle würde zu Wiederholungen führen. Zudem sind nicht alle

<sup>2)</sup> Siehe die geologische Kartenskizze des südöstlichen Gotthardmassivs in Heft 1.

Fundstellen nachträglich noch bezüglich Mineralmenge und Mineralverteilung genau zu rekonstruieren.

## 2. Die Prehnitfundstellen der Motta naira-Zone

Die Kartenskizze Fig. 11 macht mit der Detailgeologie der Motta naira-Zone bekannt und zeigt, dass die Zoisitamphibolite und stark injizierten körnigen Amphibolite mit Gabbrostruktur in erster Linie als Muttergestein der Klüfte in Frage kommen.

Die Paragenese 88 mit dem Leitmineral Prehnit ist auf Grund der Feldbeobachtungen besonders reich an diesem Mineral, wenn die Kluft im Zoisitamphibolit liegt, oder wenn sie am Kontakt von Pegmatiten gegen körnigen gabbroiden Amphibolit aufgerissen wurde. Im ersten Fall ist Albit besonders reichlich und oft in derben Massen ausgeschieden worden, im zweiten Fall dominiert Adular als Erstausscheidung.

Die Paragenese Typ 87 mit Titanit als Leitmineral neben Adular, Quarz, Albit, Chlorit, ist zuweilen in denselben Spalten anzutreffen, die auch Paragenese 88 beherbergen, besonders typisch aber ist sie für die körnigen, eher zoisitarmen Amphibolite und einige Paragneise.

Klüfte, welche ausschliesslich in grösseren Pegmatiten und Apliten liegen, sind durch die Paragenesentypen 35 und 47 ausgezeichnet, führen also als Leitmineral neben Quarz und Adular entweder Titanit oder Rutil.

Im Serpentin fehlen Klüfte mit freigewachsenen Kristallen. Hornblendeasbestlagen und talkerfüllte Risse sind für die Peridotitstöcke charakteristisch.

Die Klüfte mit Paragenese 88 sind besonders gross und schön auf der Südseite der Motta naira entwickelt und führen dort als charakteristisches Begleitmineral Turmalin. Aus den aufgefundenen Stufen und den Mineralisationen lässt sich folgendes Sukzessionsdiagramm ableiten:

		Menge
Albit	_____	$10^5$
Adular	_____	$10^4$
Chlorit	_____	$10^3$
Prehnit	_____	$10^2$
Titanit	_____	10
Turmalin	_____ grobsäulig      _____ feinnadelig	$5 \cdot 10^{-1}$
Zeolithe	_____	$10^{-1}$
Epidot	_____	$10^{-2}$

Die Zahlen rechts entsprechen den geschätzten relativen Volumenverhältnissen der Mineralien. Die genauer untersuchten Spal-

ten stehen mehr oder weniger senkrecht auf der Schieferung, streichen Nordwest-Südost oder Nord-Süd und fallen mit 20 bis 50° gegen Osten ein. Oft sind sie durch steil W-fallende Querklüfte miteinander verbunden (siehe Fig. 14).

Als wichtigste Kristallisation muss Albit gelten, da er die Spalten oft in derben Massen, als eigentliches Albitband von etwas gelblicher Farbe erfüllt oder bekleidet. Auch als freigewachsenes Kluftmineral ist er bezüglich Verbreitung und Menge sehr wichtig und zeigt dann meistens Periklinhabitus, rein weisse Farbe und sehr gute Spaltbarkeit nach der Basisfläche. Oft kann man beobachten, dass die Kristalle im grobkörnigen Albitband wurzeln. Sie erreichen parallel zu [010] Längen von 5—6 cm und sind als Erstausscheidung oft von Prehnit überkrustet oder mit Chlorit bestreut und frei von Einschlüssen und Durchwachsungen. Die scharfe Abgrenzung gegen die Prehnitüberkrustung zeigt, dass bei beginnender Prehnitausscheidung die Albitkristallisation abgeschlossen war.

Da bei der Metamorphose des Nebengesteins, bei der Zoisitisation der Plagioklase (trotz Labradorchemismus der primären Feldspäte) Albit neben Zoisit nur in verschwindenden Mengen im metamorphen Gestein erscheint, ist die Annahme berechtigt, dass während der alpinen Metamorphose ein Vorrat albitreicher Lösungen geschaffen wurde, der sich in den Spalten ansammelte. Ob die Ausscheidung des derben Albitbandes aus solartigen Lösungen erfolgte, kann ohne Detailuntersuchung der Gaseinschlüsse dieser Bänder nicht mit Sicherheit gesagt werden.

Bezüglich Menge an zweiter Stelle steht nach obigem Diagramm der Adular. Die Lichtbrechung dieses Minerals ist die für reinen Kalifeldspat typische ( $n_g' < 1,527$ ). Wasserklar durchsichtige Kristalle fehlen, sodass also nur bezüglich des Habitus diese Bezeichnung berechtigt ist. Die Farbe ist porzellanweiss, oft matt. Besondere Erwähnung verdient der stark poröse, fast skelettartige Bau der Kristalle.

Man kann sich fragen, ob eine spätere Zersetzung diese schwammartige Ausbildung verursachte. Oft zeigen die Kristalle aber eine glatte Rinde und modellartige, scharfe Begrenzung. Das schliesst einen nachträglichen Zersetzungsprozess, der doch von aussen nach innen fortschreiten musste, aus. Erst beim Zerbrechen kommt die löcherige Skelettstruktur zum Vorschein. Eigenartig ist, dass die mit Prehnitkrusten überzogenen Kristalle besonders porös sind. Die zentralen Teile der Kristalle sind, obwohl etwas gelblicher und weicher als die porzellanweissen Hüllen, optisch gleichartig. Es hat also keine nachträgliche Albitisierung stattgefunden, wie ja schon durch das gleichzeitige Wachstum von Albit und Adular dargetan wird. Dieser Skelettbau könnte vielleicht auf rascheres Wachstum hindeuten. Reste von Einschlüssen, die die Maschen erfüllt haben könnten, sind mit Lupe und Auge nicht zu beobachten.



Chloriteinschlüsse in Adular haben (ähnlich wie im Grieserental Amiantfasern) schraubenförmige Verdrehung der [001]-Kanten bewirkt. Dabei sind die Chloritblätter längs der Basisfläche eingelagert worden. Der Adular ist also mit beginnender Chloritausscheidung noch weitergewachsen. Die Überkrustung mit Prehnit ohne Einschlüsse oder Eindrücke dieses Minerals auf der Adularoberfläche zeigt aber auch hier, dass der Beginn der Prehnitkristallisation nach Abschluss der Feldspatbildung zu setzen ist.

Für einige Stufen an der Sohle eines steil stehenden Risses, der sich nach unten erweitert und der in pegmatitdurchschwärmtem Amphibolit liegt, ist die Assoziation von Adular und Turmalin typisch. Es ist oft eine innige Durchwachsung von parallelgelagerten gröberen Turmalinstengeln mit Adular festzustellen, die zeigt, dass beide Mineralien miteinander kristallisierten. Die Turmalinkristallisation hat aber die Adularbildung überdauert, indem einzelne Adulare von Turmalinen stachelig durchsetzt werden. Die Assoziation von Adular und Turmalin und die reichliche Adularführung von Klüften am Rand von Pegmatiten legt die Vermutung nahe, dass die sauren, oligoklasgranitischen Gänge als Lieferanten von B und K in Frage kommen. In der Tat findet man Adular in klarer, oft transparenter Ausbildung und ohne Skelettstruktur oft als einzige Kristallisation in Spalten am Rand vor, oder in Pegmatiten. Nach J. KOENIGSBERGER (24, Seiten 312, 313, 362, 371) ist die Entstehung des Adulars oft auf Zersetzung von Plagioklas mit Kaligehalt zurückzuführen (Giufsyenit und Diorit im Aarmassiv), vielleicht auch in Gesteinen, die daneben noch Mikroklin führen. Aus den Beobachtungen an umgewandelten Feldspäten der Gneise und Granite des südöstlichen Gotthardmassivs folgt, dass die Serizitierung der Plagioklase kein einfacher Zersetzungsprozess sein kann. Auch hier ist die K-Lieferung in die Klüftlösung wahrscheinlich gebunden an gleichzeitige Albitisierung der Kalifeldspäte in den Pegmatiten und Injektionsgneiszwischenlagen. In der Tat kann man besonders in den feinaugigen, feldspatreichen Gneisen, die in den Amphiboliten eingeschaltet sind, solche gekoppelte Albitisierung und Serizitbildung beobachten.

Die Feldspäte der Pegmatite sind jedoch, soweit untersucht, vorwiegend Albitoligoklase mit spärlicher Serizitführung. Allerdings fehlt hier eine systematische Untersuchung der hellen Bestandsmassen. Auf ebenflächigen Spalten in etwas feinkörnigeren Pegmatiten des Südostfusses von Piz Fuorcla scheinen kleine, wasserklare Adulare als Weiterbildung von Gesteinskalifeldspäten in die Klüft weitergewachsen zu sein. Ähnliche Beobachtungen kann man in Fundraum IIc, nordöstlich Piz Fuorcla machen.

Wenn Adular und Titanit miteinander kristallisierten, ist der Titanit oft ausgeprägt tafelig entwickelt und grüngelb gefärbt.

Mengenmässig die nächstwichtigen Klüftkristallisationen sind Chlorit und Prehnit. Obwohl beide Komponenten auf denselben Stufen zu finden sind, ist doch oft eine deutliche Differentiation in der Klüft zu bemerken. Erdig-grobblättrige Chloritansammlungen sind besonders in den tiefer gelegenen Teilen der steil fal-

lenden und nach oben sich verjüngenden Spalten zu finden. Sie können dabei Albit und Titanit vollständig zudecken. Auch Adular ist oft dicht mit Chlorit bestäubt. Dort, wo Chlorit die Prehnitkrusten bedeckt, ist er oft in dieses Mineral eingewachsen, und zwar kann die Chloritdurchsetzung in  $\frac{1}{5}$  bis  $\frac{1}{2}$  Tiefe der Prehnitkrusten hineinreichen. Weil die bucklige Oberfläche der Prehnitkrusten in der Anlage des Chloritbesatzes abgebildet ist, heisst das, dass an jenen Orten Prehnit vor Chlorit zu kristallisieren begann und die Chloritkristallisation die Prehnitbildung überdauerte.

Die meisten Prehnitstufen sind aber vollständig frei von Chlorit. Dieser bildet sehr schöne geldrollenartige Aggregate, ist hellgrün-gelblich gefärbt, relativ grobblättrig und erscheint durch Aufleuchten der Spaltflächen silberig betupft. Auf Grund der optischen Eigenschaften und unter Berücksichtigung des merklichen Alkali-gehaltes, der für viele Klufftchlorite typisch ist, erhält man folgende Daten:

Optische Eigenschaften:  $n_{\beta D} = 1,602_5$   $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,006$

Zusammensetzung nach Diagramm von WINCHELL (57):

Prochlorit mit Antigorit	49 Mol%
Amesit	25
Fe-Antigorit	$8\frac{1}{2}$
Daphnit	$17\frac{1}{2}$

Berechnete Basiswerte bei Annahme von 9 L (Kp + Ne, Mittel von 2 analysierten Klufftchloriten):

Kp + Ne	Sp	Fo	Fa + Fs	Q
9	36,4	29,0	16,6	9,1

Gegenüber normalen, dunkelgrünen Klufftchloriten der Granite und Gneise ist dieser Chlorit ärmer an Fe und reicher an Al und Mg. Dies ist bei Berücksichtigung des grossen Mg-Gehaltes der Strahlsteinamphibolite (Klufftnebengestein) auch zu erwarten.

Der Prehnit als Leitmineral der Paragenese 88 tritt oft in so grosser Menge auf, dass er allein herrscht. Besonders in sich verschmälernden Spalten bildet er zusammenhängende Krusten von kammartigen Aggregaten. Die Farbe ist vorwiegend weiss bis gelblich, oft farblos, durch Chloritbesatz (kaum als Eigenfarbe) manchmal grün, hin und wieder graublau oder seltener durchscheinend himmelblau. Scharf begrenzte Kristalle sind manchmal sowohl in Aggregaten als einzeln auf Feldspat aufsitzend zu beobachten. Meist sind nur (110) und (001) entwickelt. Häufig sitzen die Krusten



auf Albit und Adular, oft auch direkt auf dem Zoisitamphibolit oder porös-zersetztem Pegmatit auf. An schmalen Stellen der Kluft können sich die beiderseitigen Krusten berühren und bilden dann ein fettglänzendes Prehnitband. Einzelne losgelöste Amphibolitstücke können vollständig von Prehnit umkleidet sein.

Feine Nebenrisse sind manchmal ausschliesslich mit Prehnit besetzt. In zersetzten, porösen Apliten bis Pegmatiten kann eine feine Prehnitdurchaderung beobachtet werden. Auffällig ist das häufige Fehlen von Chlorit und Titanit auf den Prehnitstufen. Auch Prehnit und Calcit werden selten auf demselben Stück angetroffen. Überhaupt ist Calcit in den Klüften vom Typ 88 nicht sehr verbreitet (nur auf 3 von 26 Fundpunkten). Die glatte Begrenzung einiger Prehnitaggregate ist nicht in allen Fällen ein Beweis für Überkrustung von später weggelöstem oder auf Kosten des Prehnits verbrauchtem Tafelspat. Es kann sich auch um abgefallene Überkrustungen glatter Kluftwände handeln. Dort aber, wo noch Calcitreste zu beobachten sind und die gleichseitig-dreieckigen Spuren der rhomboedrischen Spaltbarkeit sich auf den glatten Prehnitkrusten abbilden, muss eine Überkrustung von Calcitafeln durch Prehnit und seine Bildung auf Kosten des Calcit angenommen werden.

Reichtum der Lösungen an Tonerde und Ca, hervorgerufen durch die Zoisitierung der Feldspäte im Amphibolit, bei gleichzeitigem Mangel an  $\text{CO}_2$  scheinen die Prehnitbildung begünstigt zu haben.

Die Verwachsung und Durchspiessung mit feinen braunen Turmalinnadeln zeigt, dass die Turmalinkristallisation weiterging und die Prehnitbildung überdauerte. Die optischen Eigenschaften des Prehnits stimmen sehr gut mit den bekannten Daten dieser Mineralart überein, und sind im folgenden der durch J. JAKOB getätigten und in (16) veröffentlichten Analyse zur Seite gestellt.

*Tabelle VI: Chemische Zusammensetzung und optische Eigenschaften des Prehnits der Motta naira*

$n_\alpha$	= 1,614	$\text{SiO}_2$	42,88
$n_\beta$	= 1,621	$\text{Al}_2\text{O}_3$	24,14
$n_\gamma$	= 1,638	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,11
$n_\gamma - n_\alpha$	= 0,024	CaO	27,18
2V berechnet	66°	MgO	—
2V laut Lit. 57	$\left\{ \begin{array}{l} 68^\circ 40' \\ 65^\circ 52' \\ 67\frac{1}{2}^\circ \end{array} \right.$	$\text{Na}_2\text{O}$	0,26
		$\text{K}_2\text{O}$	0,03
		$\text{H}_2\text{O}^+$	4,51
		$\text{H}_2\text{O}^-$	0,00
Analyse: J. JAKOB		Summe	100,11

Hellbrauner Titanit, oft mit Adular oder Albit verwachsen, ist gemeinverbreitet oft in ziemlich grossen Mengen und in bis 5 cm grossen Kristallen gefunden worden. Schiffchenförmige Zwillinge sind häufig. Dunkelbraune Enden, Streckung nach der b-Achse bei tafeliger Entwicklung und grünlichhoniggelber Farbe des Zentralteiles sind das Normale. Das Ausscheidungsintervall war verhältnismässig kurz und mit beginnender Chloritausscheidung abgeschlossen. Die Kristalle sind bezüglich Farbe, Gestalt, Grösse, Verbreitung und Menge analog denen des Druntobels (PARKER (46)).

Turmalin kann lokal ziemlich reichlich auftreten. Das Vorkommen dieses Borsilikates in basischen Gesteinen ist recht eigenartig. Da die Pegmatite frei von Turmalin sind, ist seine Herkunft rätselhaft. Trotzdem die Gesellschaft mit Adular die Regel ist und die turmalinführenden Klüfte fast immer Pegmatite anschneiden, ist es unmöglich anzunehmen, dass gerade dort, wo jetzt die Kluft ist, der Pegmatit vorher turmalinhaltig war. Auch eine Zufuhr des leichtflüchtigen  $B_2O_3$  aus der Tiefe, etwa zusammen mit  $H_2O$  und  $CO_2$ , ist kaum anzunehmen, weil die Verbreitung zu wenig allgemein ist und weil Zufuhrbahnen fehlen.

Man könnte daran denken, dass während der Metamorphose aus den Feldspäten der Pegmatite, die oft fleckige Auslöschung (Gitterstörungen!) zeigen, kleine Mengen von B, die Al im Feldspatgitter ersetzten, freigesetzt wurden und sich in den Lösungen, die später die Klüfte füllten, durch Differentiation relativ anreicherten. Das bleibt aber hypothetisch, solange in den Pegmatitfeldspäten das B nicht spektralanalytisch nachgewiesen ist. Immerhin zeigen ja auch die Mineralfundstellen des Piz Vallatscha, dass  $B_2O_3$  sich lokal anreichern kann und aus weitem Umkreis herkommen muss.

Die optischen Eigenschaften des Turmalins sind mit Angabe von  $n_\alpha = \varepsilon = 1,621$  und  $n_\gamma = \omega = 1,641$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$  festgelegt. Gegenüber schwarzem Turmalin ist die Lichtbrechung eher klein. Der Pleochroismus ist // $n_\alpha$  farblos // $n_\gamma$  schmutziggelbgrün. Die Durchwachsung von Adular und Prehnit durch Turmalin zeigt ein sehr grosses Bildungsintervall an.

Die später gebildeten Turmaline sind viel feinfaseriger, oft sogar haarförmig und fast farblos. Bei tieferer Temperatur (hydrothermalen Bedingungen) scheint bei vielen prismatischen Mineralien eine Tendenz zur nadligen Entwicklung zu herrschen (Rutil, Antimonit, Amiant, Zinnstein (Nadelzinn)).

Zu verbreiteten Mineralien der Abt. 6 müssen auch Epidot und Calcit gerechnet werden. Epidot ist mengenmässig immer untergeordnet. Er ist sehr zoisitreich und hellgelb gefärbt, oft büschelig aggregiert und eher etwas später als Titanit zur Kristallisation ge-

langt, indem er zum Teil auf den Prehnitkristallen liegt. Der Calcit bevorzugt die Fundstellen vom Typ. 87. Oft ist er derbspätig mit Adular oder Quarzband verwachsen. Grosse weisse Tafeln mit Rhomboederabschrägungen sind seltener. Manchmal sitzen zierliche Prehniteinzelkristalle auf Calcitrhoedern, oft auch dicht-erdige Chlorit- und grobblättrige Muskovitaggregate. Dieser Muskovit ist wohl noch ein charakteristisches Mineral der Motta naira-Zone im gesamten, kann aber nie mit Prehnit zusammen beobachtet werden. Charakteristisch sind ferner Zeolithminerale, vor allem Desmin und Laumontit, die als Krusten auf Prehnit den Differentiationsverlauf abschliessen. Ihre Gestalt ist immer büschelig-nadlig oder prismatisch, die Grösse schwankt zwischen 1 mm und ca. 1 cm.

### 3. Die Fundstellen am Ende des Maigelsgletschers

Im Fundraum IIb (Val Maigels) tritt Prehnit in sehr schönen Einzelkristallen mit Entwicklung von  $c(001)$   $m(110)$   $a(100)$   $b(010)$   $n(304)$  und Durchmessern bis 1 cm in Erscheinung. Mengenmässig tritt er eher etwas zurück, wohl zufolge der dort sehr reichlichen

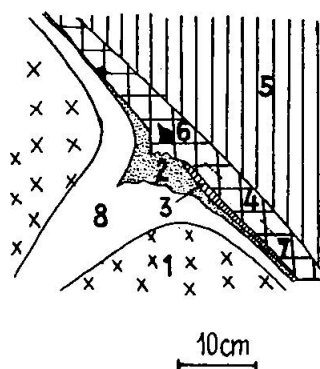


Fig. 12. Mineralverteilung in einer Prehnitkluft an der Grenze von Pegmatitgang gegen Biotitamphibolit am unteren Ende des Maigelsgletschers  
1 Pegmatitgang, 2 chloriterfüllter Hohlraum, 3 Prehnitkruste, 4 Adular und Calcit, z. T. bandartig, 5 Amphibolit, 6 titanitreicher Teil der Kluft, 7 Epidot, 8 Quarzband

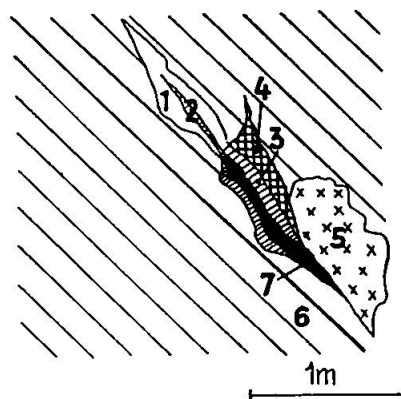


Fig. 13. Mineralverteilung in einer Kluft vom Fundraum IIc, Nordostseite Piz Fuorcla

1 Quarzband, 2 Kluftquarz, 3 Adular und Quarz mit Titanit, 4 Albitband, 5 Pegmatit, 6 Granatamphibolit, 7 Klufthohlraum

Pegmatit- und Quarzgangdurchaderung. An einer Kluft vom Ende des Maigelsgletschers liessen sich Mengenverhältnis und Ausscheidungsfolge ziemlich gut abschätzen, weil sie nur wenig gestört war (siehe Fig. 12). Auch hier wird ein Quarzband nur an der Grenze gegen die

andern Gänge entwickelt, und der Prehnit überkrustet den Feldspat (in diesem Falle Adular). Die Mehrzahl der Klüfte liegt an der Grenze von mehreren Metern mächtigen, querstreichenden Quarzgängen und Pegmatiten.

Ausscheidungsfolge und relatives Mengenverhältnis einer Prehnitklufft am Maigelsgletscher:

Adular	—————	10 <sup>3</sup>
Calcit	—————	10 <sup>3</sup>
Titanit	—————	5
Epidot	-----	1
Prehnit	—————	10
Chlorit	—————	10 <sup>2</sup>
Quarz	—————	10 <sup>4</sup>

#### 4. Die Fundstelle im Granatamphibolit nordöstlich Piz Fuorcla

Weniger übersichtlich sind die Verhältnisse im Fundraum IIc (nordöstlich Piz Fuorcla). Grobkörnige Albitmassen liegen auf gebändertem Zoisit-Granatamphibolit, Quarzbänder scheinen in der Fortsetzung eines Pegmatitganges zu liegen und sind so angeordnet, wie die Fig. 13 zeigt.

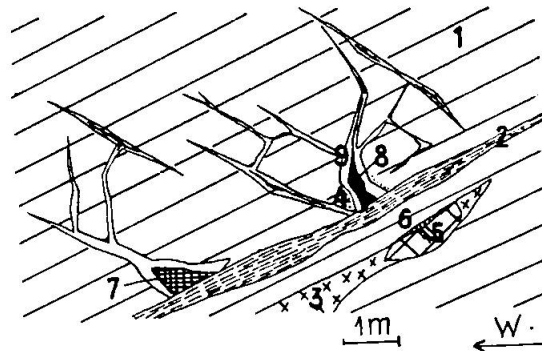


Fig. 14. Kluffsysteme und Mineralverteilung auf der Südseite der Motta naira (Ansicht von Süden)

1 Zoisitamphibolit, 2 Strahlsteinschiefer, 3 Pegmatit, 4 in Klufftnähe umgewandelter Amphibolit, 5 Adularband, 6 Klufft mit Adular, 7 vorwiegend Albit und Chlorit + Titanit, 8 vorwiegend Prehnit und Albit, Adular (·) Turmalin), 9 Albitband

Sie umschliessen milchiggetrübten Klufftquarz. Auf dem Albitband sitzen perlmutterglänzende und auch zerfressene Adulare mit tafeligem Titanit, ferner wasserklare Quarze, beide bedeckt mit sehr feinkörnigen, weissen Prehnitkrusten. Hellgelbgrüner Chlorit ist sehr spärlich vertreten und Letztausscheidung.

Ausscheidungsfolge:		Menge
Albit	<u>Band</u>	10 <sup>4</sup>
Quarz	<u>Band</u> <u>Kristalle</u>	10 <sup>5</sup>
Titanit	_____	10
Adular	_____	10 <sup>8</sup>
Prehnit	_____	10
Epidot	?	?
Chlorit	_____	1

Diese Paragenesen leiten mit dem Vorherrschen von Kalifeldspat, Quarz und Titanit und dem Wurzeln der Kristalle auf umgewandeltem Pegmatit schon zu den Funden von Titanit und Rutil in den glatten Kluftspalten der Aplite und Pegmatite in Fundraum IIa über. Diese sind den Typen 33 und 47 zuzuordnen und bei Titanitführung vollkommen analog einem Funde vom Westnordwestgrat des Piz Miez im Cristallinagranodiorit. Auch Habitus und Farbe der Titanite sind gleichartig.

### 5. Zusammenfassung.

Zusammenfassend kann man Verbreitung, Menge und Sukzession der Motta naira-Mineralisation folgendermassen tabellarisch kennzeichnen:

#### a) Zuordnung der registrierten Klüfte zu den Typen und Angabe des Nebengesteins

Zahl der Fundstellen: 57, Zahl der Typen: 10, Zahl der Abteilungen: 3. 5 Fundstellen lassen sich jeweils 2 Typen gleich gut zuordnen und sind doppelt aufgeführt.

Tabelle VII: Paragenesentypen und Nebengesteine im Fundbezirk II

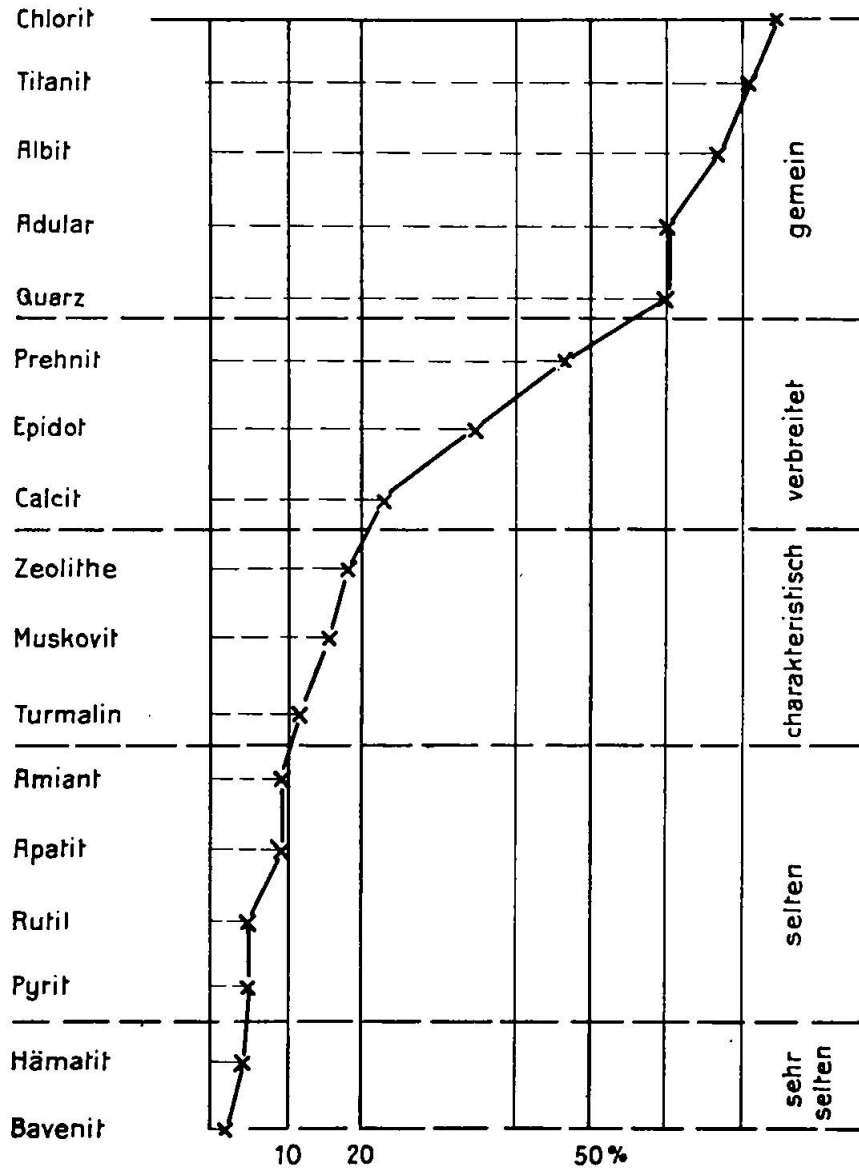
Typen No.:	Zahl der Fundstellen:	Abteilung:	Nebengesteine:
20	1	14 a, b	streifiger, feldspatreicher Gneis muskovitreicher Paragneis, Pegmatit.
23	4		
24	2		
25	3		
33	2	14 b	feinaugiger Injektionsgneis
35	2	14 e	Aplitgang im Amphibolit
47	2	18	Pegmatitgang im Amphibolit
87	23	6	Amphibolite, körnige Paragneise
88	26		
89	2		
			Zoisitamphibolite
			verschiedene Amphibolite

#### b) Verbreitung, Menge und Sukzession der Mineralien in der Motta naira-zone

Aus der Kluftstatistik und den Feldbeobachtungen lassen sich die Diagramme (Tab. VIII, IX, Fig. 15) der Verbreitung, Menge und Sukzession ableiten.

Es können 17 verschiedene Mineralarten diagnostiziert und ihrer Verbreitung nach geordnet werden (Tab. VIII).

*Tabelle VIII  
Graphische Darstellung der Extensität der Motta naira Mineralien*



Aus der Tabelle IX, die Chemismus der Kluftminerale und Extensität miteinander koordiniert, geht hervor, dass alle gemeinen, verbreiteten und die Mehrzahl der charakteristischen Mineralien nur Komponenten enthalten, die im Nebengestein (Amphibolit) analytisch-chemisch bestimmt werden können, also mehr als 0,01 % ausmachen (Tab. IX). Für den charakteristischen und in merklichen Mengen auftretenden Turmalin sind besondere Entstehungsbedingungen, begünstigt durch die Pegmatitdurchschwärmung und das Sonderverhalten des Bors bei Metamorphose und Differentiation anzu-

Tabelle IX

Chemismus und Extensität der Mineralien der Motta naira Zone

Mineralart	auf % der Fundstellen	Chemismus													S <sub>2</sub>	F <sub>2</sub>	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	BeO	
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O					
Chlorit	75	●	●	●	●	●		○	●										
Titanit	72	●					●		●		●								
Albit	68	●	●					●											
Adular	61	●	●				○	○	●										
Quarz	61	●																	
Prehnit	47	●	●	○			●	●	●									○	
Epidot	35	●	●	●	●	●	●											○	
Calcit	23							●										●	
Zeolithe	18	●	●	●			●	●	●									●	
Muskovit	16	●	●	○	●	●		○	●	●								●	
Turmalin	12	●	●	○	○	○	○	○	○									●	●
Amiant	9	●		○	●	●	●	●	●									○	
Apatit	9			●			●			●								○	
Rutil	5				○				●										
Pyrit	5				● als Fe													●	
Hämatit	4			●															
Bavenit	2	●	●				●											○	●

● über 70 Gew. %      ● 20-40 Gew. %      ● 5-10 Gew. %      ● Spuren  
 ● 40-70 "      ● 10-20 "      ○ < 5 " aber merklich  
 ● um 70      ● um 40      ● um 20      ● um 10      ● um 5



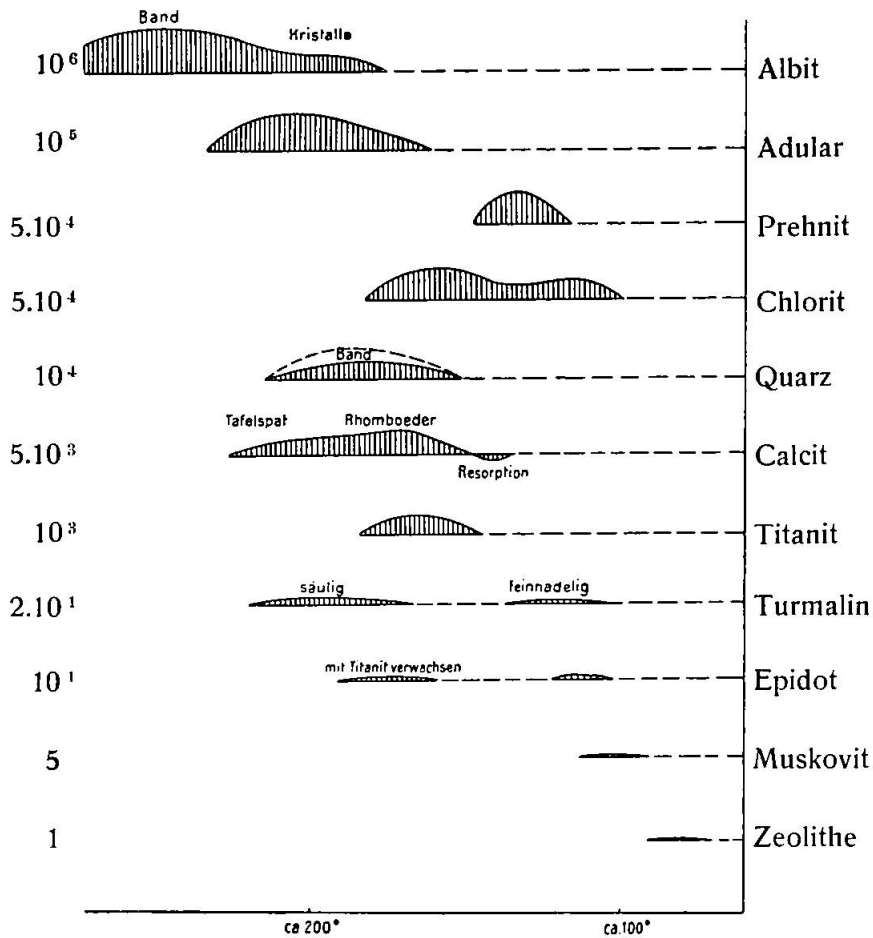


Fig. 15. Ausscheidungsfolge und Mengenverhältnis der Mineralien in den Klüften der Abteilung 6 (Amphibolite der Motta naira)

nehmen. Der sehr seltene und spärliche Bavenit fällt bei der Gesamtbeurteilung nicht ins Gewicht, kann aber vielleicht primären Be-Gehalt in den Pegmatiten, wenn auch nur in Spuren anzeigen. Das Vorherrschen der Paragenesen 88, 87 kommt durch das Abrücken des Quarzes von den gemeinen zu den verbreiteten Mineralien zum Ausdruck, noch besser aber im Sukzessionsdiagramm (Fig. 15), wo die Mengenverhältnisse durch die Höhe der Ausscheidungsfelder angedeutet sind. Chlorit und Titanit mit Albit rücken an die ersten Plätze und sind in mehr als  $\frac{2}{3}$  der Klüfte zu finden.

Wenn die Mineralien im Sukzessionsdiagramm von oben nach unten nach abnehmender Menge geordnet werden, so erkennt man, dass gegenüber der Reihenfolge nach der Extensität vor allem Titanit und Epidot auf niedrigere Plätze absinken, während Prehnit entscheidend aufholt.

Es gilt hier nicht so uneingeschränkt wie im Cristallinagrano-diorit, dass die chemische Zusammensetzung des Kluftinhaltes der



Gesteinszusammensetzung analog sei; si, al, alk sind im Kluftinhalt beträchtlich höher, c ist dank des Prehnit grössenordnungsmässig ungefähr gleich wichtig, fm dagegen ist viel zu klein, als dass von einer Parallelität gesprochen werden kann; ti mag in der Kluft und im Gestein, am Gesamtkluftinhalt gemessen, etwa im gleichen Rang stehen, ohne dass aber das Mengenverhältnis gegenüber den Hauptkomponenten analog ist.

Die Beobachtung, dass die bei gleichmässiger Zersetzung des Gesteins zu erwartenden fm-reichen Lösungen durch Alkalialumosilikat-Lösungen „verdünnt“ wurden, kann in vielen Klüften basischer Gesteine gemacht werden und ist von F. WEBER und J. KOENIGSBERGER (24, S. 371) bezüglich der Klüfte im Giufsyenit zahlenmässig gefasst. Das Verhältnis von Hornblende zu Plagioklas im Gestein ist 1,5, von Amiant zu Quarz in der Kluft 5/10000!

„Man könnte annehmen“, führt KOENIGSBERGER aus, „dass das Missverhältnis auf geringerer Löslichkeit beruhe, indem die Hornblende bei der Metamorphose unter Vereinfachung der Zusammensetzung im Gestein umkristallisierte oder: Es geht nur die kalkreiche Hornblende im Gestein (ausgefaserter Rand der Gesteinshornblende) in die Kluftlösung über. Dann müsste besonders in den jüngsten Klüften Amiant erwartet werden. Oder, weil Hornblende im zersetzten Gestein auftritt, war vielleicht der Zutritt der auslaugenden Kluftlösung bedingt durch die Zerteilung des Gesteines.“

Dass Hornblende in den meisten Klüften hornblendereicher Gesteine fehlt, macht wahrscheinlich, dass nicht nur eine geringere Löslichkeit für dieses Mineral besteht, sondern dass erst die Kluftlösung seine Zersetzung unter Entnahme eines Teiles von fm zur Chloritbildung verursachte. Man findet oft, dass in Kluftnähe die Gesteinshornblende etwas chloritisiert ist.

Bei Veränderung einer normalen Mesohornblende zu Epihornblende wird, wie aus der Analysensammlung von H. S. WANG (53) ersehen werden kann, vor allem Kp, Ne und al frei. Es wird dabei also die Kluftlösung an Alkalialumosilikaten angereichert.

## 6. Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Mineralbestand der Kluftwandung

Der Zusammenhang zwischen Kluftinhalt und Nebengestein muss natürlich auch hier durch Detailstudien der Veränderungen in der Kluftwandung erschlossen werden.

Die Struktureigentümlichkeiten der Zoisit- und körnigen Mesoamphibolite als Nebengesteinen der Prehnitfundstellen sind schon bei der physiographischen Kennzeichnung der Gesteine des südöstlichen Gotthardmassivs dargestellt worden (siehe Heft 1, S. 215 und 220). Es wurden dort feingebänderte und fleckige Zoisitamphibolite beschrieben und die fortschreitende Zersetzung (Zoisit-

tisierung) der mittelbasischen bis basischen Plagioklase bei gesteigerter alpiner Metamorphose und Verschieferung festgestellt.

In der Nähe der Prehnit- und Albit-erfüllten Spalten ist von blossen Auge oft keine starke Veränderung im Gestein wahrzunehmen. Die feinen Bänder und Flecken werden durch zunehmende Zoisitisierung etwas matt und grau.

Nur in grösseren Hohlräumen können stärker ausgebleichte bröckelig-poröse Gesteinstrümmer gefunden werden.

Die Dünnschliffbeobachtungen lassen folgendes erkennen:

1. Abnahme des Plagioklasgehaltes und der Hornblende bei relativer Zunahme von Zoisit und teilweiser Chloritisierung der Hornblende.
2. Vollständige Zersetzung des basischen Plagioklases (An 45 bis 60 %) unter Bildung von Albit und Zoisit.
3. Chloritisierung der spärlichen Biotitschuppen und Aufhellung der Hornblende unter Veränderung zu annähernd reinem Strahlstein.

Die Tabelle X hält diese Veränderungen zahlenmässig fest und gibt die aus den weniger stark beeinflussten Gesteinen errechneten Basiswerte wieder:

*Tabelle X: Mineralbestand und berechneter Chemismus von Zoisitamphiboliten*

Mineralart:	Vol %		Vol %	Vol %
	frische Gesteine:		wenig umgewandelt:	stark umgewandelt:
Hornblende	78	56	46½	26
Plagioklas	9½ (An 45 %)	24 (An 54 %)	6 (An ca. 11 %)	22 (An ca. 10 %)
Zoisit	8	17½	45	40
Chlorit	3½	2½	1½	10½
Biotit, Nebengemengteile	1	—	1	1½
Basiswerte:				
Kp + Ne	3,1	6,8	3,6	
Cal	8,2	18,6	25,7	
Cs	18,5	17,3	26,5	
Fs + Fo + Fa	41,7	29,5	24,3	
Ru	0,3	—	0,3	
Q	28,2	27,7	19,6	

Aus den Dünnschliffbeobachtungen lässt sich ein Diagramm (Fig. 16) ableiten, welches Auskunft über die Veränderungen der Gesteinszusammensetzung bei fortschreitender Epimetamorphose gibt.

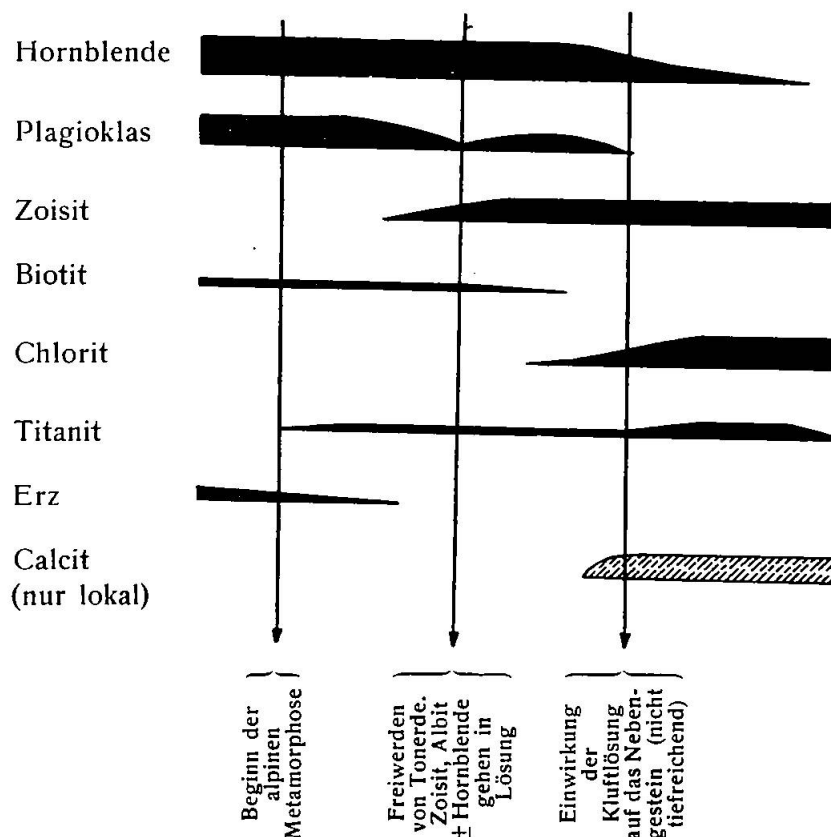


Fig. 16. Veränderung des Mineralbestandes in den Nebengesteinen der Klüftung im Verlaufe der alpinen Metamorphose und Klüftmineralbildung. Prehnitfundstellen der Motta naira

Für die stoffliche Beeinflussung der Intergranular- oder Klüftlösungen folgt bei der Plagioklaszersetzung, dass vorerst Tonerde, Zoisit und Albit in Lösung gehen können. Später hat die teilweise Chloritisierung und epizonale Umwandlung der Hornblende Ca und etwas Fe und Mg nachgeliefert und die günstigen Voraussetzungen für die Prehnitbildung geschaffen. Diese Prozesse gingen aber der Kristallisation in der Klüft im wesentlichen voraus. Man kann nirgends feststellen, dass im Gestein selbst Prehnit kristallisierte.

Die Lösungen sammelten sich in den spät aufgerissenen Spalten und konnten dort fast ungestört differenzieren; die Wände sind dabei nicht stark verändert worden. Der Zeitpunkt des Aufreissens der Spalten kann dadurch bestimmt werden, dass man die Beeinflussung der Klüftung durch die Lösung ermittelt und sie mit den älteren Umwandlungerscheinungen in Beziehung bringt. Dabei zeigt es sich, dass die Plagioklaszersetzung dem Öffnen der Spalten vorausging (sie ist unabhängig von der Durchklüftung im ganzen Gesteinskörper verbreitet), die Chloritisierung der Hornblende erfolgte vom Klüfthohlraum aus. Der Lösungsinhalt kann nicht durch

Auslaugung des Gesteines in unmittelbarer Kluftnähe geschaffen worden sein. Die Kluftwandung ist zu wenig porös. Höchstens etwas Fe und Mg zur Chloritbildung wurde leicht zugänglichen Gesteinstücken, die bei der Öffnung der Spalten oder später aus der Wandung herausgebrochen waren, entnommen.

Ähnlich wie in den Kluftwandungen des Cristallinagranodiorites können auch hier einige Imprägnationserscheinungen ermittelt werden. Allgemein verbreitet ist eine Zoisitisierung der Kluftwandung. Als Infiltration ist eine starke „Versteinung“ einer Kluftwand in Calcit- und Muskovit-reicher Kluft im Amphibolit durch einheitliche Graufärbung einer ca. 7 cm breiten Zone kenntlich. Es können im Schliff „Pseudomorphosen“ von Calcit nach Hornblende erkannt werden. Die Calcitbildung hat also nicht nur im Hohlraum Platz gegriffen. Wahrscheinlich ist die Prehnitkristallisation hier durch reichlichere CO<sub>2</sub>-Entwicklung unterbunden worden.

Das Mengenverhältnis der wesentlichen Kluftminerale Albit: Adular: Prehnit: Chlorit ist nach dem Sukzessionsdiagramm Fig. 15 etwa 20:2:1:1. Da wir für Albit und Adular ideale Zusammensetzungen voraussetzen können und Prehnit- und Chloritzusammensetzung durch Analyse bzw. optische Daten bekannt sind, lässt sich ein berechneter Pauschalchemismus des Kluftinhaltes dem aus den Integrationsanalysen (Tabelle X) unter Zugrundelegung einer strahlsteinartigen Hornblende auf S. 517 berechneten Gesteinschemismus zur Seite stellen. Die aus der Prehnitanalyse (J. JAKOB (16)) berechneten Basiswerte lauten:

*Tabelle XIa: Basiswerte von Prehnit*

Kp	0,1	L	42,7
Ne	1,5	M	23,6
Cal	41,1	Q	33,7
Cs	22,4		
Fs	1,2		
Q	33,7		

Die berechnete Chloritzusammensetzung (S. 507) ist mit den Chloritanalysen von Klüften aus Val Cristallina und Vals (Zervreila) (15, S. 307) verglichen.

*Tabelle XIb: Basiswerte von Chloriten*

	Kp + Ne	Sp	Fo	Fa + Fs	Q	
Chlorit Motta naira	9	36,4	29,0	16,6	9,1	
Chlorit Vals	1,3	7,2	33,0	23,8	7,4	6,5
Chlorit Val Cristallina	3,2	7,3	33,0	22,0	10,8	4,7

Tabelle XIc: Vergleich von Gesteinschemismus und Kluftinhalt

Zoisitamphibolit:		Kluftfüllung:	
Kp + Ne	4,5	Kp	5,1
Cal	17,5	Ne	50,4
Cs	20,8	Cal	3,1
Fo + Fa + Fs	31,8	Cs	0,2
Ru	0,2	Fo	1,9
Q	25,2	Fa + Fs	0,7
		Q	38,6

In der Darstellung der Molekularnormen können wir Prehnit und Chlorit mit den Gesteinsgemengteilen in Beziehung bringen und schreiben:

$$100 \text{ Prehnit} = 73,1 \text{ Zo} + 2,4 \text{ Ho} + 15,1 \text{ Cs} + 6,7 \text{ Q} + 2,7 \text{ Ab}$$

bezw.

$$100 \text{ Chlorit} + 18 \text{ Cs} + 15 \text{ Q} = 60 \text{ An} + 63 \text{ Fo, Fa, Fs} + 10 \text{ Kp, Ne.}$$

Da die Feldspäte im Amphibolit und Pegmatit bei der Epimetamorphose einfach in die Kluft umgelagert werden konnten, sind für die Beurteilung der Stoffnachlieferung in die Kluftlösung nur die Spätausscheidungen Chlorit und Prehnit wesentlich. Will man sie im geschätzten Mengenverhältnis 1:1 aus dem Gesteinsmineralbestand ableiten, so resultieren grosse Überschüsse an Cs und Quarz, weil zur Chloritbildung grosse Mengen Hornblende zersetzt werden müssten. Bei Ausgleich des Cs kann folgende Beziehung gefunden werden:

$$14 \text{ An} + 49 \text{ Zo} + 31 \text{ Ho} + 6 \text{ Ab} = 9\frac{1}{2} \text{ Q} + 67 \text{ Prehnit} + 23\frac{1}{2} \text{ Chlorit.}$$

Aus einem Strahlsteinamphibolit mit einem Volumenverhältnis ( $\sim$  Aequiv %) von etwa 20 Plagioklas:50 Zoisit:30 Hornblende könnten somit Prehnit, Chlorit und Quarz ungefähr im Verhältnis 3:1: $\frac{1}{2}$  dadurch entstehen, dass das ganze Gestein gelöst und in dieser neuen Form wieder auskristallisiert wird.

Der Vergleich mit den Volumen-%-Zusammensetzungen des Nebengesteins zeigt, dass auch die Prehnit- und Chloritbildung nicht auf Auslaugung der Kluftwandung beruhen kann. Selbst wenn wir das geschätzte Verhältnis Prehnit:Chlorit = 1:1 zu Grunde legen, müsste bei Auslaugung des Stoffbestandes für diese Komponenten gegen die Kluftnähe hin Zoisit und Plagioklas abnehmen und Hornblende reichlicher werden. Das Gegenteil ist beobachtet: Zoisit + Plagioklas steigen von 17 $\frac{1}{2}$  und 41% auf 51 bzw. 62%, während die Hornblende von 78 und 56 Vol.% auf 46 $\frac{1}{2}$  bzw. 26% sinkt.

D. h.: Die Lösung im Klufthohlraum war fertig gebildet worden durch die Prozesse der Epimeta-

morphose und konnte nach Aufreissen der Spalten innerhalb der nahezu inerten Wände sich durch Abkühlungskristallisation differenzieren. Es konnte das Nebengestein durch Imprägnation seitens der Kluftlösung nur bis in geringe Tiefe (einige cm) durch Chloritisierung und vermehrte Zoisitbildung verändert werden. Strukturell änderte es sich kaum. Man kann nicht ein 1. Auslaugungsstadium von einem 2. Imprägnationsstadium trennen wie im Cristallinagranodiorit.

Die Lösungen waren anfänglich Alkali-Tonerdereich (Feldspat), später Kalk-Tonerdereich und schliesslich noch an Ca-, Fe-, Mg-Oxyden und Tonerde übersättigt,  $\text{SiO}_2$  war nicht immer in genügender Menge vorhanden, um freien Quarz zu bilden.  $\text{CO}_2$ -Mangel hat die Prehnitkristallisation begünstigt.

Die Sukzession ist eine eindeutige, nach tieferen Temperaturbereichen verlaufende. Sie ist ohne Rekurrenzerscheinungen, welche nachträgliche Lösungsveränderungen beweisen. Die Spalten sind ziemlich spät aufgerissen worden und mögen dem KOENIGSBERGERschen Alter III (24, S. 475) entsprechen. Der Reichtum der Paragenesen ist bedingt durch die Mannigfaltigkeit der Muttergesteine und ihre beträchtliche Veränderung bei der alpinen Epimetamorphose.

### **C. Die Minerallagerstätten in den Orthogneisen**

#### 1. Verteilung und Inhalt der Fundstellen

Im sehr ausgedehnten Gebiet der Streifengneise kann ein reicherer Fundbezirk am Anfang des Val Nalps, um den Nalpsgletscher abgegrenzt werden (Fundbezirk III, Tafel I).

Einige Fundstellen sind an die Grenze gegen die Muldenzonen (Tenelin- und Borelzone) gebunden und zeigen dann Paragenesen, die von den Normalkristallisationen in den Streifengneisen beträchtlich abweichen können. Die Zone der alkalisierten Paragneise des Piz Paradis führt nur sporadisch einige Mineralvorkommen.

Von den insgesamt 50 registrierten Fundpunkten liegen 34 ziemlich gleichmässig verteilt um den Nalpsgletscher und Rondaduragipfel (Piz Blas, Piz Ufiern, Piz Rondadura).

Lokale Häufungsstellen innerhalb dieses Fundraumes sind die Felsbuckel NE Piz Blas, die E-Seite von Piz Ufiern und die Gipfelregion des Piz Rondadura. Diese drei Teilräume sind mineralogisch und bezüglich petrographischer Unterlage nahe verwandt und haupt-



sächlich den Paragenesen 23, 24, 25, also Abt. 14b verpflichtet, während die Fundstellen um den Piz Tenelin durch Auftreten von Rutil gekennzeichnet und den Typen 95, 60, 24 der Abt. 8 zuzuordnen sind. Sie sind an eine Zone von Glimmerschiefern und Granat-Hornblende-Muskovitgneisen gebunden und können in ähnlicher Ausbildung auch wenig nordöstlich der Cadlimohütte in derselben Gesteinszone gefunden werden. Von der E-Seite des Piz Tenelin beschreibt J. KOENIGSBERGER (24, S. 469) Böhmsche Streifungen in Quarzbändern und die Lage der Quarzbänder zur Schieferung.

Die interessante Mineralführung der Paragenesen 23/25 um den Nalpsgletscher hat in letzter Zeit zu zahlreichen Publikationen Veranlassung gegeben (R. L. PARKER, F. DE QUERVAIN, F. WEBER (48, 48a, 56)). Hier wurden zum ersten Mal in den Schweizeralpen, dank der sorgfältigen Arbeit der Strahler und den gründlichen Studien der Forscher, die Mineralien der seltenen Erden, Gadolinit und Synchronisit entdeckt. Ein Fund von Mimetesit auf Adular vom Gipfel des Piz Rondadura bedarf noch der Bestätigung.

*Tabelle XII: Verbreitung der Mineralien in den Orthogneisen*

		im engeren Fundraum:	insgesamt im Streifengneis:
Gemeine Mineralien: auf mehr als $\frac{1}{2}$ aller Fundstellen	Quarz	24	28
	Adular	24	27
	Chlorit	18	23
	Hämatit-Ilmenit	16	17
Verbreitete Mineralien: $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$	Titanit	10	12
	Albit	10	12
	Muskovit	8	11
Charakteristische Mi- neralien: $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{8}$	Apatit	6	8
	Calcit	5	5
	Anatas	4	5
	Fluorit	4	4
Seltene Mineralien: mehr als 5%	Monazit	2	3
	Zeolithe	1	3
	Prehnit	2	2
	Pyrit	2	2
	Axinit	2	2
	Xenotim	2	2
Sehr seltene Minera- lien:	Danburit	0	2
	Synchysit	1	1
	Gadolinit	1	1
	Rutil	—	1
	Mimetesit	1	1



Masszahlen sein können, weil das Tatsachenmaterial für eine statistische Bearbeitung noch zu wenig umfangreich ist.

Wenn die Mineralien in der Weise nach der Extensität geordnet sind und wir in Tabelle XIII wiederum ihre jeweilige Zusammensetzung signieren, so kann man wieder die Feststellung machen, dass alle gemeinen bis charakteristischen Komponenten auch im Gestein wesentlich sind. Die grosse Zahl seltener Mineralien mit seltenen Komponenten sind allerdings ein weiterer Hinweis auf die eruptive Natur des Streifengneises und ergänzen damit die Strukturbeobachtungen in bester Weise (siehe diese Zeitschrift, Bd. 23, S. 137, 186, 207).

Bezüglich der Intensität wird die Reihenfolge etwas anders. Insbesondere muss auch hier wieder Titanit mit Muskovit oder sogar Apatit und Calcit Platz wechseln. Der Fluorit reicht einige Stufen höher hinauf, da er überall in merklichen oder gar herrschenden Quantitäten erscheint (Kristalle von bis 2 kg Gewicht). Für die gemeinen bis charakteristischen Mineralien würde dann die Reihenfolge der Intensität vielleicht lauten:

*Tabelle XIV: Intensität und maximale Grösse (in mm) der Mineralien in Klüften der Orthogneise*

Quarz	10 <sup>3</sup>	Calcit	10 <sup>2</sup>
Chlorit	10 <sup>0</sup>	Muskovit	10 <sup>1</sup>
Adular	10 <sup>1</sup> (bis 10 <sup>2</sup> )	Apatit	10 <sup>1</sup>
Fluorit	10 <sup>2</sup>	Titanit	10 <sup>1</sup>
Hämatit	10 <sup>1</sup> (bis 10 <sup>2</sup> )	Anatas	um 10 <sup>0</sup>
Albit	10 <sup>1</sup>		

Zahlenangaben, die die Gesamtmenge der Mineralien in den Klüften betreffen, können hier nicht gemacht werden, weil systematische Erhebungen darüber fehlen. Auf alle Fälle wiegt Quarz vielfach über alle anderen Mineralien vor, wenn man seine Menge im Band mitberücksichtigt.

## 2. Beziehungen zwischen Kluftinhalt und Gesteinszusammensetzung

Bei der Beschreibung der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv (12, S. 184) wurde gezeigt, dass die Streifengneise am Ende der herzynischen Gebirgsbildung als Meso-Zweiglimmergneise geprägt waren. Das hatte zur Folge, dass die Feldspatumwandlung (die Hauptquelle für K<sub>2</sub>O-, Na<sub>2</sub>O- und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Lieferung an die Kluftlösung) bei der alpinen Metamorphose bereits vollendet war. Die in der zitierten Arbeit auf S. 139, 142, 145, 148 dargestellten Strukturbilder

zeigen demgemäss nur noch eine Angleichung der Feldspäte an die alpinen Meso-Epi-Bedingungen:

Die Serizitfüllung der Na-Feldspäte ist locker, Zoisit als Plagioklasumwandlungsprodukt fehlt praktisch (im Gegensatz zum Cristallinagranodiorit), dafür ist fetziger Calcit verbreitet, die Schachbrettalbitbildung tritt mengenmässig zurück, der Perthitgehalt der Alkalifeldspäte ist wesentlich kleiner als im Medelsergranit.

Alpine Umwandlungsprozesse sind vor allem die Chloritisierung des Biotits und eine weitergehende Entmischung des Alkalifeldspates. In Übereinstimmung damit treten in der Kluft die Alkalifeldspäte eher zurück, Hämatit ist nicht nur verbreitet, sondern auch reichlich vorhanden, wahrscheinlich weil die Kali- und Tonerdemengen die bei der Biotitumwandlung freigesetzt wurden, in die Feldspäte eingingen. Aus den Feldbeobachtungen ist eine deutliche Abhängigkeit der Hämatitmengen vom Biotitgehalt des Nebengesteins ersichtlich. In den biotitreichen Granitgneisen vom Rondaduragipfel und deren westlicher Fortsetzung in den Nalpsgletscher, ist Hämatit in viel grösserer Menge zu finden als in den, an dunkeln Gemengteilen armen Gneisen des Piz Ufiern. Die Vol.-%-Zusammensetzungen lauten:

*Tabelle XV: Mineralbestand von Streifengneisen*

	Quarz	Alkalifeldspat	Albit Plagioklas	Muskovit	Biotit, Neben- gemengteile
Für Gneis vom Piz Rondadura:	48½	5	16½	22½	7½
für Gneis vom Piz Ufiern:	40½	25	20	12½	2

Epidot als Kluftmineral fehlt vollständig und auch als Gesteinsgemengteil ist er selten (im Gegensatz zum Cristallinagranodiorit). Als Nebengemengteile konnten im Streifengneis registriert werden: Zirkon (häufig und in Menge), Titanit, Apatit (oft in grossen Kristallen), Granat, Turmalin, Orthit, Erz. Sie können als Quellen für seltene Erden,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $F_2$ ,  $B_2O_3$ , in Frage kommen, sind aber, soweit Detailuntersuchungen vorliegen, in der Nähe der diese Elemente in seltener Verbindungsart führenden Mineralfundstellen nicht angereichert. Insbesondere scheinen die Gesteine in der Umgebung der Flusspatfundorte eher ärmer an Apatit zu sein als normaler Streifengneis.

Eine gewisse Anreicherung von Titanit und Apatit ist im Muttergestein der diese Mineralien ziemlich reichlich führenden Danburitfundstelle im Val Cadlimo zu beobachten. Hier sind in der Zersetzungszone, ähnlich wie im Cristallinagranodiorit, die Biotite vollständig chloritisiert und dabei schlecht ge-

regelt. Zugleich hat sich vermehrt Titanit gebildet. Die Natronfeldspäte sind leicht serizitisiert und pigmentiert. Quarz hat als Sammelkristallisation grobe Körner mit undulöser Auslöschung und Böhmscher Streifung entwickelt, ist also nachträglich noch mechanisch beeinflusst worden. Dagegen fehlt hier jede Spur eines Borsilikats im Nebengestein.

Im allgemeinen ist die Gesteinsumwandlung in Kluftnähe nicht bedeutend. Kleinere Spalten mit Muskovit, Eisenglanz, Quarz, Adular, können längs der Glimmerlagen ohne wesentliche Veränderung von Mineralbestand und Struktur des Gneises aufgerissen sein. Oft wird eine ganze Kluftfläche durch Umkristallisation und Weiterwachsen der Gesteinsminerale mit feinen Quarz- und Feldspatkriställchen besetzt. Dabei kann sich auch etwa heller, kupferbrauner Biotit (Phlogopit) neben Eisenglanz neu bilden.

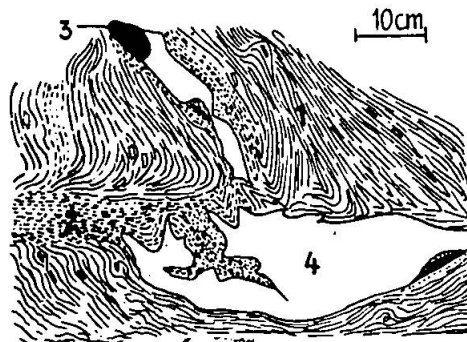


Fig. 17. Beispiel für die Mineralverteilung und die Veränderungen des Nebengesteins in den Klüften der Abt. 14 (porphyrtiger Granitgneis des Piz Blas) 1 unveränderter Gneis, 2 zersetzter Gneis, z. T. feldspatisiert, 3 Klufthohlraum, 4 Quarzband

Die seltenen Mineralien allerdings sind, wenn auch nicht durchwegs an grössere Hohlräume, so doch an ausgedehnte Systeme unscharf begrenzter Quarzbänder und -adern gebunden (Fig. 17). Sie sind meistens am Rand dieser Venite, direkt auf dem Gestein, oft auch in Nebenrissen ausgefällt. Hellgrüner Flusspat z. B. ist auf der Nordostseite des Piz Blas als linsige Masse im ausgebleichten, porösen Muskovitgneis eingeklemmt. Oktaeder von mehreren Zentimetern Kantenlänge waren in einem kaum faustgrossen Hohlraum gefunden worden. Für die ausgebleichte, bzw. unveränderte Wand dieser Kluft wurden folgende Mineralzusammensetzungen gemessen:

Tabelle XVI: Mineralzusammensetzungen von Nebengesteinen der Flusspatfundstelle, Piz Blas Nordostseite

	Quarz	Alkalifeldspat	Albit	Muskovit	Biotit, Nebengemengteile
umgewandelt	37	25 $\frac{1}{2}$	17	12 $\frac{1}{2}$	8
frisch	23 $\frac{1}{2}$	42 $\frac{1}{2}$	24	7 $\frac{1}{2}$	2 $\frac{1}{2}$

Die Unterschiede im Mineralbestand liegen innerhalb der Variationsbreite der Streifengneiszusammensetzung i. a. Es ist aber möglich, dass etwas Quarz und Alkalifeldspat unter teilweiser Verstopfung der Poren zugeführt wurden (geringfügige Porosität). Im Handstück bemerkt man auch eine Aufblätterung der Gneislagen durch das Quarzband. Die ursprüngliche Textur bleibt als schlierig-flasrige Textur durch die aufgehellten (= muskovitreicheren) Glimmerlagen angedeutet. Das Quarzband selbst ist massig. In grösserer Kluftnähe verschwindet zuerst der Biotit. An seine Stelle treten Aggregate von Hämatitblättchen. Die Muskovitfasern sind kaum verändert. Ganz nahe am Kluft Hohlräum herrscht (analog wie im Crystallinagranodiorit) eine richtungslos-idiomorphkörnige Struktur mit reichlich Quarz und Kalifeldspat. Lockerer Chloritsand füllt die Poren und deckt Feldspat, Quarz, Calcit, Hämatit, Flussspat zu. Seltene Bestandteile wie Flussspat können Imprägnationen bilden.

Alle diese Erscheinungen weisen diesen Klufttypus dem KOENIGSBERGER'schen Alter III (24, S. 475) zu. Besonders charakteristisch ist dabei die randliche Lage des Hohlräum am Quarzband und das Aufsitzen der Kristalle auf dem etwas porösen Gneis. Anfänge der Mineralisation sind im Gesteinsschliff beispielsweise in der Sammelkristallisation von Apatit und Titanit erkennbar.

### 3. Die Stoffbelieferung der Kluftlösung, Zusammenfassung und Folgerungen

Im Folgenden werden auf Grund vorstehender Beobachtungen Vermutungen geäußert, die die Zusammensetzung der Kluftlösungen und ihre Stoffbelieferung durch die Gesteinsmetamorphose betreffen, um das Bild der Kluftminerallagerstättenbildung in den Gneisen abzurunden.

Für die Klüfte im Orthogneis ist ein differentieller Stoffumsatz wahrscheinlich. Die Löslichkeit der Gesteinsfeldspäte war, weil sie schon Mesobedingungen angepasst waren, sehr gering. Es fand mehr eine Umkristallisation, vergleichbar der Mineralneubildung im Gestein bei gesteigertem Anteil von Lösungsmittel statt. Deshalb konnten sich die im Hohlraum (jetzt Quarzband) angesammelten Lösungen nicht über einen bestimmten Sättigungsgrad an Feldspat anreichern.

Anders beim Quarz: Die starke Kataklyse hat die Oberfläche vergrößert und die Metamorphose reichlich Si in die Kluft nachgeliefert. Dabei sind auch die Nebengemengteile, insbesondere Phosphate und Mineralien mit Epidot- und Zirkonstruktur (Orthit,

Zirkon) in Lösung gegangen. Trotzdem die Kluftminerale mit seltenen Elementen (Ce, Y, Gd, Be, B) insgesamt nur wenige  $\text{cm}^3$  Volumen einnehmen, ist eine gewisse Anreicherung dieser Stoffe in der Kluftlösung wahrscheinlich.

Untersuchungen darüber, ob sich diese Mineralien aus Gesteinsnebenmengenteilen, welche als Kristallkeime wirkten, weiterentwickelt haben, sind sehr schwierig durchzuführen. Es ist unwahrscheinlich, denn Struktur und Zusammensetzung der seltenen Gesteinsgemengteile entsprechen denjenigen von Mineralien des pneumatolytisch-pegmatitischen Stadiums. Die relativ hohen Temperaturen in diesem südlicheren Massivteil mochten die Anreicherung etwas begünstigt haben. Für Xenotim ist immerhin eine Bildung auf Zirkonkeimen möglich, da diese Mineralien ja identische Strukturen haben. Vielleicht enthalten schon die Zirkone der Gneise Beimengungen von seltenen Erden, indem ein gekoppelter Atomersatz  $\text{Y}^{\text{III}}$ ,  $\text{Pv}$  gegen  $\text{Zr}^{\text{IV}}$ ,  $\text{Si}^{\text{IV}}$  stattfand. Es brauchten nicht alle seltenen Erden aus dem als Nebengemengteil ohnehin seltenen Orthit zu stammen, umsomehr, als ja Y (und Gd), die als Komponenten in Kluftmineralien (neben Ce im Monazit) Bedeutung besitzen, etwas andere Raumbeanspruchung und Wertigkeit als Ce haben und diesbezüglich mit Zr näher verwandt sind.

Der Zustand der Lösungen ist bei beginnender Kristallisation durch Reichtum an Si, Al (K) und durch Mangel an Ca gekennzeichnet. Unter den femischen Komponenten überwiegt entsprechend dem kleinen mg-Wert der Gneise  $\text{Fe}^{\text{III}}$  und führte zur Bildung von Hämatit und dunkelgrünem Chlorit. Da im Vergleich zur Tonerde durch die geringfügige Feldspatzersetzung im Nebengestein zu wenig Alkalien frei wurden, ist auch noch K aus dem Biotit in den Feldspäten gebunden worden, und es kam zur Bildung des Muskovit mit günstigerem K/Al-Verhältnis.

Gegenüber den Lösungen im Crystallinagranodiorit ist also in erster Linie der relative Reichtum an Tonerde und der Mangel an Ca hervorzuheben. Dieser Kalkmangel verhinderte auch die Bildung von Zeolithen im Endstadium.

Würde der Adular im allgemeinen vorwiegend durch Umkristallisation des Gesteinskalifeldspats gebildet, so müssten in den Streifengneisen viel grössere Mengen dieses Minerals erwartet werden als in den quarzdioritischen Graniten. Die angetroffenen Verhältnisse zeigen dreierlei:

1. Sie sind eine Bestätigung der Theorie von J. KOENIGSBERGER, wonach die Feldspatzersetzung (insbesondere die Plagioklaszersetzung) bei der Metamorphose das Material für die Adularbildung lieferte.



2. Sie zeigen, wie wichtig das Studium auch der älteren Vorgeschichte der Muttergesteine für das Verständnis der Kluftmineralbildung ist.
3. Trotzdem Mineralien mit seltenen Elementen auftreten, zeigen sie von neuem, dass die Mineralisation in den Klüften vollständig vom Hauptbildungsakt des Gesteins getrennt werden muss.

#### **D. Die Mineralien in den Paragneisen**

Im Gegensatz zu den Graniten, Streifengneisen und Amphiboliten besitzt der Paragneis eine sehr geringe Kluftdichte. Trotzdem diese Gesteine ungefähr  $\frac{1}{3}$  der Oberfläche des Untersuchungsgebietes einnehmen, sind nur 13 Fundpunkte registriert. Eine statistische Bearbeitung kann also mangels Tatsachenmaterial nicht erfolgen. Die Fundstellen sind nicht etwa um einen Fundraum grösserer Dichte gehäuft, sondern recht gleichmässig verteilt. Ausgesprochenere Kluftarmut ist dem Val Cornera eigen (siehe auch KOENIGSBERGER, 24, S. 458).

Trotz der Verzettlung der Fundpunkte ist bei Durchsicht der Paragenesen sofort die Zugehörigkeit zu den glimmerreichen Gesteinen dadurch ersichtlich, dass neben den herrschenden Mineralien Quarz, Albit und Chlorit,  $TiO_2$ -Mineralien und (in verminderter Mass) Adular Bedeutung besitzen.

Diese Kombination: Quarz, Albit, Chlorit, Rutil oder Anatas, Adular, wobei Adular mit Anatas in Gesellschaft ist und Albit mit Rutil zusammen geht, ist den Paragenesentypen 24, 60, 95 verpflichtet.

Die Umkristallisation der  $TiO_2$ -Mineralien ist leicht erklärbar aus der bei der alpinen Metamorphose erfolgten sagenitischen Entmischung der Biotite und deren teilweiser Chloritisierung. Diese Sagenitführung ist viel reichlicher als im Cristallinagranodiorit und führt im Verlaufe der Metamorphose nicht wie dort durchwegs zu Titanitbildung im Gestein.

Herrschend ist immer der Quarz (Rauchquarz), der Anataspyramiden, Sagenitgewebe und in einem Fall auch kleine klare Axinitkriställchen trägt. Dieses Vorkommen eines Borsilikates ist hier leichter verständlich als an den bisher betrachteten Fundstellen, zeigt doch der alkalisierte Paragneis der Tuors Paradis, in dem dieser Fund getätigt wurde, zahlreiche Imprägnationsstellen von Turmalin, die auf Tafel I durch T vermerkt sind. Wenig östlich der Paradistürme und südwestlich davon sind zerbrochene und quarzverheilte Turmalinsäulen als Produkt der Pneumatolyse von älterem

granitischem Magma (jetzt Streifengneis) verbreitet. Die schwarze Farbe, Zertrümmerung und teilweise Verglimmerung weisen die meist an Quarzaugen gebundenen Imprägnationen dieser alten Mineralisation zu.

Die Mineralarmut der Paragneise ist vielleicht bedingt durch das bessere Ausweichvermögen auf Grund der starken Glimmerführung (s. auch KOENIGSBERGER, 24, S. 459).

### **E. Die Beziehungen zwischen der Kluffverteilung und der Regionaltektonik**

Bezüglich der Gesamtverteilung der reichen Fundräume kann im Hinblick auf die alpine Tektonik nur eine unscharfe Beziehung ersehen werden. Die Häufungsstellen scharen sich einigermassen um die nördliche Fortsetzung der Axenkulminationen in der Schieferhülle. Die Fundbezirke der Motta naira und des Nalpsgletschers erscheinen in der Fortsetzung der Tessinerkulmination, während die Räume von Piz Vallatscha und Val Casaccia eher um die Verlängerung der lokalen Scopikulmination gruppiert sind.

Daneben aber haben die physikalischen Eigenschaften des Gesteins entscheidend die Durchklüftung beeinflusst. Besonders reich sind die zusammenhängenden Komplexe von Massengesteinen, oder dann umfangreichere zähe Einlagerungen in weicher Umhüllung. Es ist also nicht zu erwarten, dass die im Grossen sehr klare Beziehung zwischen alpinen Kluffminerallagerstätten und Hauptkulminationsgebieten im Teilgebiet mit gleicher Schärfe auch mit den lokaltektonischen Phänomenen in Beziehung steht.

Der Einfluss der Gesteinseigenschaften trat hier mehr in den Vordergrund.

Da längs des Massiv-Südrandes (Val Cadlimo i. w. S. und Nordrand der Scopimulde) die reichen Fundbezirke dichter liegen, könnte man auch folgendermaßen argumentieren:

1. Die Deformation des Gesteinskörpers im Gefolge des letzten alpinen Emporstaus wurde, da durch Süd-Nordschub verursacht, durch reichliche Kluffbildung in den spröden granitischen Gesteinen des Massiv-Südrandes abgefangen.
2. Daraus und aus der besseren bruchlosen Deformierbarkeit erklärt sich die Kluffarmut der nördlich vorgelagerten Gneiszonen.
3. Im Tavetschermassiv ist deshalb auch in sehr glimmer- und serizitreichen Gneisen eine grössere Kluffdichte zu erwarten, weil die Gesteine dieser Zone wie zwischen 2 geschmierten Backen unter dem Druck des übermächtigen Gotthardmassivs und am Widerlager des Aarmassivs geschiefert und beim letzten Aufwölbungsprozess in der Vertikalrichtung gezerzt wurden. Das Gotthardmassiv wurde dabei mehr oder weniger „en bloc“ gehoben.

## F. Zusammenfassung

Eine Klassifikation der alpinen Kluftminerallagerstätten kann nach verschiedenen Gesichtspunkten geschehen.

Die Einteilung nach Mineralinhalt führte zu den paragenetischen Typen, diejenige nach der Art des Nebengesteins zu den Abteilungen (J. KOENIGSBERGER, 24), während die geographische Einteilung und Zusammenfassung der gleichartigen Paragenesen zur Aufstellung von Fundortgruppen führte (PARKER, 47).

Bei der Erzlagerstättenkunde hat sich seit langem eine Einteilung nach genetischen Gesichtspunkten bewährt, indem die Klassifikation nach dem Zustand der mineralisierenden Lösungen (NIGGLI, 37, S. 588, 600), nach deren Abspaltungsort und nach dem Absatzort erfolgte. Eine Einteilung nach der Haupttemperatur der Lösung ist durch W. LINDGREN 1911 (37, S. 601) vorgenommen worden.

Eine Eingliederung der Kluftminerallagerstätten in das physikalisch-chemische System der molekulardispersen Phasen magmatischen Ursprungs ist durch P. NIGGLI (37, S. 603) und J. KOENIGSBERGER (37, S. 603 ff.) erfolgt, und es ergab sich (rein physikalisch-chemisch) eine Unterbringung im Bereich der plutonisch-hydrothermalen Lösungen. Die Absatzprodukte müssen nach der engen Beziehung zwischen Mineralinhalt und Nebengestein als Adern von Lateralsekretionsveniten, also als endogen-neosomatische (endochymogene) Bildungen bezeichnet werden (P. NIGGLI, 37, S. 597, H. HUBER, 12, S. 90).

J. KOENIGSBERGER (24, S. 475) unterscheidet nach der Form der Hohlräume und nach der Einwirkung auf das Nebengestein vier verschiedene Altersstufen der Klüfte.

### 1. Versuch einer Klassifikation der Kluftlösungen nach ihrer Beziehung zum Nebengestein

Im Folgenden wird ein Einteilungsprinzip gewählt, das das Alter und die stoffliche Beeinflussung der Lösungen mit dem Zeitpunkt des Aufreissens der Klüfte und der Veränderung der Kluftwandung in Beziehung bringt:

Nach der stofflichen Beeinflussung der Lösungen kann man die drei folgenden Fälle unterscheiden:

1. Die Lösungen waren beim Aufreissen der Klüfte fertig gebildet. Sie hatten sich im Verlaufe der vorausgehenden Metamorphose mit Stoffen beladen und gelangten innerhalb inerter Kluftwände zur Differentiation.

Beispiele: Lösungen im Amphibolit, Klüfte vom Alter III (J. KOENIGSBERGER, 24, S. 475).

2. Die Lösungen waren beim Aufreissen der Klüfte schon mit einigen Stoffen (insbesondere Si, Al, Alkalien) beladen, haben dann aber aus der Kluftwandung weitere Komponenten herausgelöst (insbesondere Fe, Mg).

Beispiele: Lösungen in grösseren Hohlräumen von Cristalinagranodiorit und Streifengneis.

3. Die Lösungen waren beim Aufreissen der Klüfte wenig konzentriert (durch vorausgehende Kristallisationsdifferentiation in grösseren Hohlräumen verarmt oder zufolge geringfügigen Stoffumsatzes bei der Gesteinsmetamorphose nur mangelhaft genährt). Sie haben in den Spalten nur den Stoffumsatz inner-

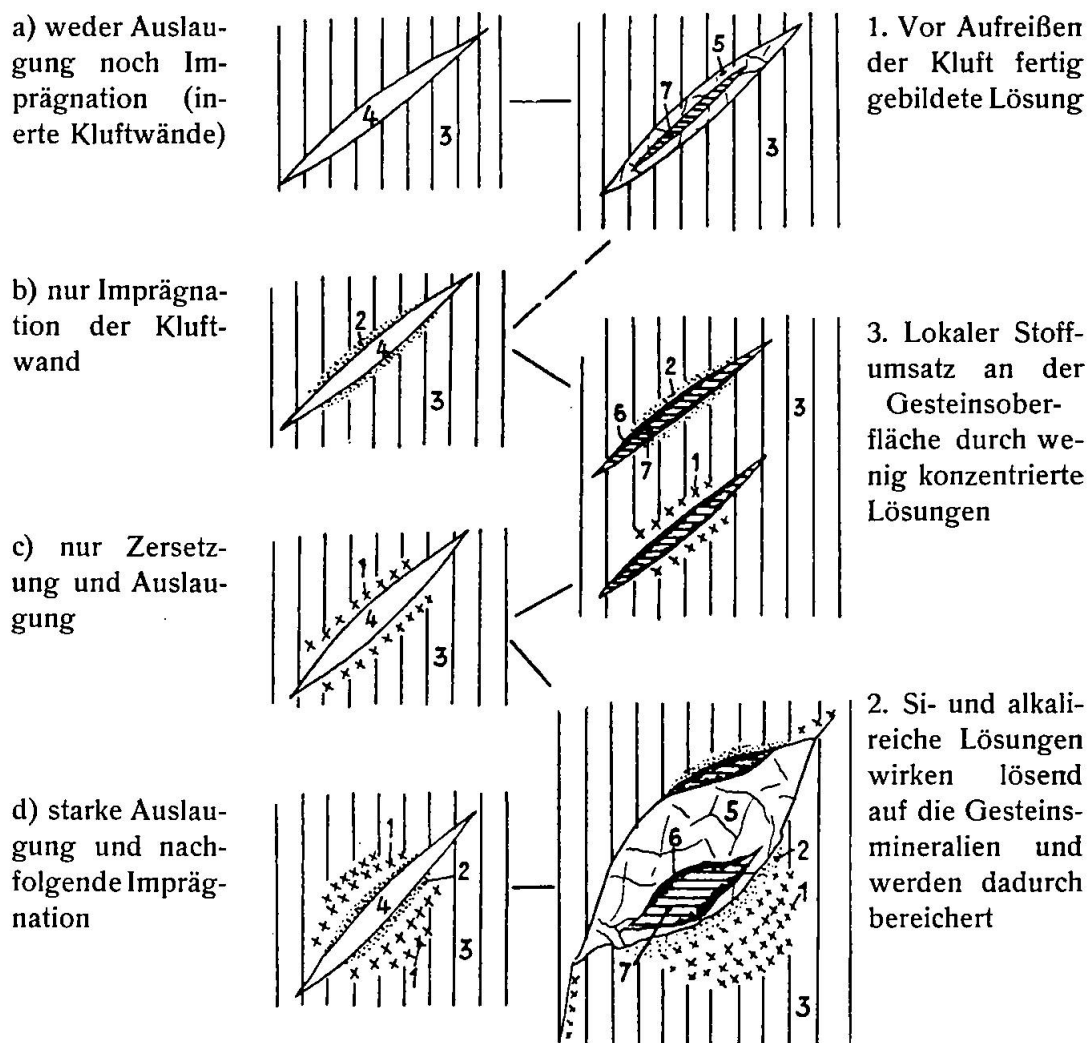


Fig. 18. Klassifikation der Minerallagerstätten nach der Beziehung zwischen Nebengestein und Kluftinhalt

- 1 zersetztes Nebengestein  
2 Imprägnationszone  
3 frisches Nebengestein  
4 Kluftbildungen (Neosom)

- 5 Band- und Krusten-förmige Bildungen (aus konz. Lösungen)  
6 frei gewachsene Kristalle  
7 Hohlraum

halb der Mineralkomponenten der Kluftwandung gefördert. Die Gesteinsoberfläche des Hohlraumes ist unter Bildung freie endigender Kristalle umkristallisiert.

Beispiele: Kleine Nebenrisse im Streifengneis.

Die Art der Differentiation der Kluftlösung hängt demzufolge nicht nur ab vom Gesteinschemismus und von der Gesteinsmetamorphose, sondern auch vom Zeitpunkt des Aufreissens der Klüfte. Die Lösung wird nur dann durch Auslaugung bereichert, wenn die Öffnung der Klüfte frühzeitig erfolgte und die Lösung kraft ihrer hohen Temperatur und ihres Gehaltes an Alkalien lösend auf die Gesteinsminerale wirken konnte.

## 2. Schematischer Differentiationsverlauf der Kluftlösungen

Für die zwei genauer bekannten Paragenesen (Cristallinagranodiorit und Amphibolit) lassen sich die in Fig. 19 schematisch dargestellten Differentiationsverläufe aus den geschätzten Volumengen und der Ausscheidungsfolge rekonstruieren.

Es ist angenommen, dass die Lösungen während der Differentiation durch Auslaugung nicht noch bereichert wurden. Für Cristallinagranodiorit, wo eine solche Beeinflussung in den grösseren Hohlräumen wahrscheinlich ist, sind die Verläufe für beide Fälle angeführt.

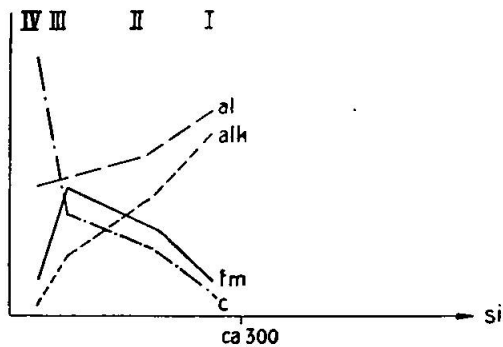
Allgemein gilt, dass die Lösungen anfänglich tonerde- und alkalireich waren und sich im Verlaufe der Kristallisationsdifferentiation durch Ausscheidung von Feldspat an  $f_m$  relativ anreicherten;  $si$  war anfänglich hoch bei den Lösungen im Granodiorit und Streifengneis, kaum über 300 im Amphibolit. Die für die betreffende Gesteinsart charakteristischen Ausgangszusammensetzungen und Veränderungen sind aus dem Figurentext und den Diagrammen ersichtlich.

Abschliessend sollen folgende Tatsachen hervorgehoben werden:

1. Der Bildung der Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv ist alpin eine Tektometamorphose teils vorausgegangen, teils hat sie sie begleitet. Darum sind diese Lagerstätten von der magmatischen Abfolge der oberkarbonischen Granitintrusion zu trennen und bezüglich ihrer Verbreitung unabhängig von der Gesteinsart.
2. Der Stoffbestand der Kluftfüllung kann im wesentlichen aus dem Chemismus des Nebengesteines abgeleitet werden.

Fig. 19. Schematischer Differentiationsverlauf der Lösungen in den Klüften von Amphibolit und Granit

I. Klüftlösungen im Amphibolit

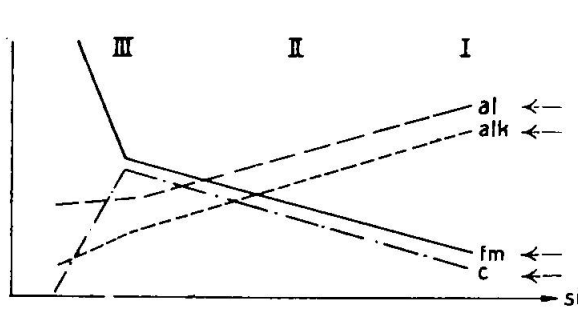


- I Lösung bei Kristallisationsbeginn
- II nach Hauptfeldspatausscheidung
- III bei Beginn der Chloritausscheidung
- IV bei Beginn der Prehnitausscheidung

t durchwegs negativ, mg durchwegs hoch, k durchwegs klein, c steigt kontinuierlich, fm zeigt Maximum, si anfänglich nicht über 300  
 Lösungsinhalt durch Auslaugung nicht wesentlich beeinflusst

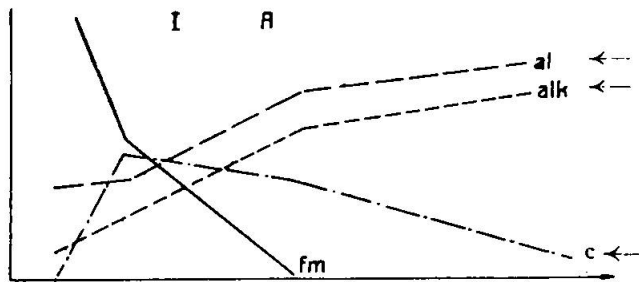
II. Klüftlösungen im Crystallinagranodiorit

a) Ohne nachträgliche Lösungsbeeinflussung durch Auslaugung



- I Kristallisationsbeginn
- II nach Hauptfeldspatausscheidung
- III nach Beginn der Calcitausscheidung
- IV bei Beginn der Chloritausscheidung

b) Bei nachträglicher Auslaugung von fm (Biotitzersetzung)



- A = Auslaugung
- I = Imprägnation (Feldspatisierung des Nebengesteins)

t anfänglich negativ, später positiv, k anfänglich gross, später klein, mg durchwegs mittel bis hoch, fm steigt kontinuierlich, c zeigt Maximum, si anfänglich hoch

III. Klüftlösungen im Streifengneis

t durchwegs positiv, c durchwegs klein, mg anfänglich klein, si anfänglich sehr hoch

3. Die Fazies des Nebengesteines bei beginnender alpiner Metamorphose ist für die Art der Stoffbelieferung der Lösungen wesentlich. Besonders konzentrierte und aktive Lösungen entstehen, wenn im Verlauf der Metamorphose durch Feldspatzersetzung und Chloritisierung reichlich Alkalien geliefert werden.

### Literaturverzeichnis

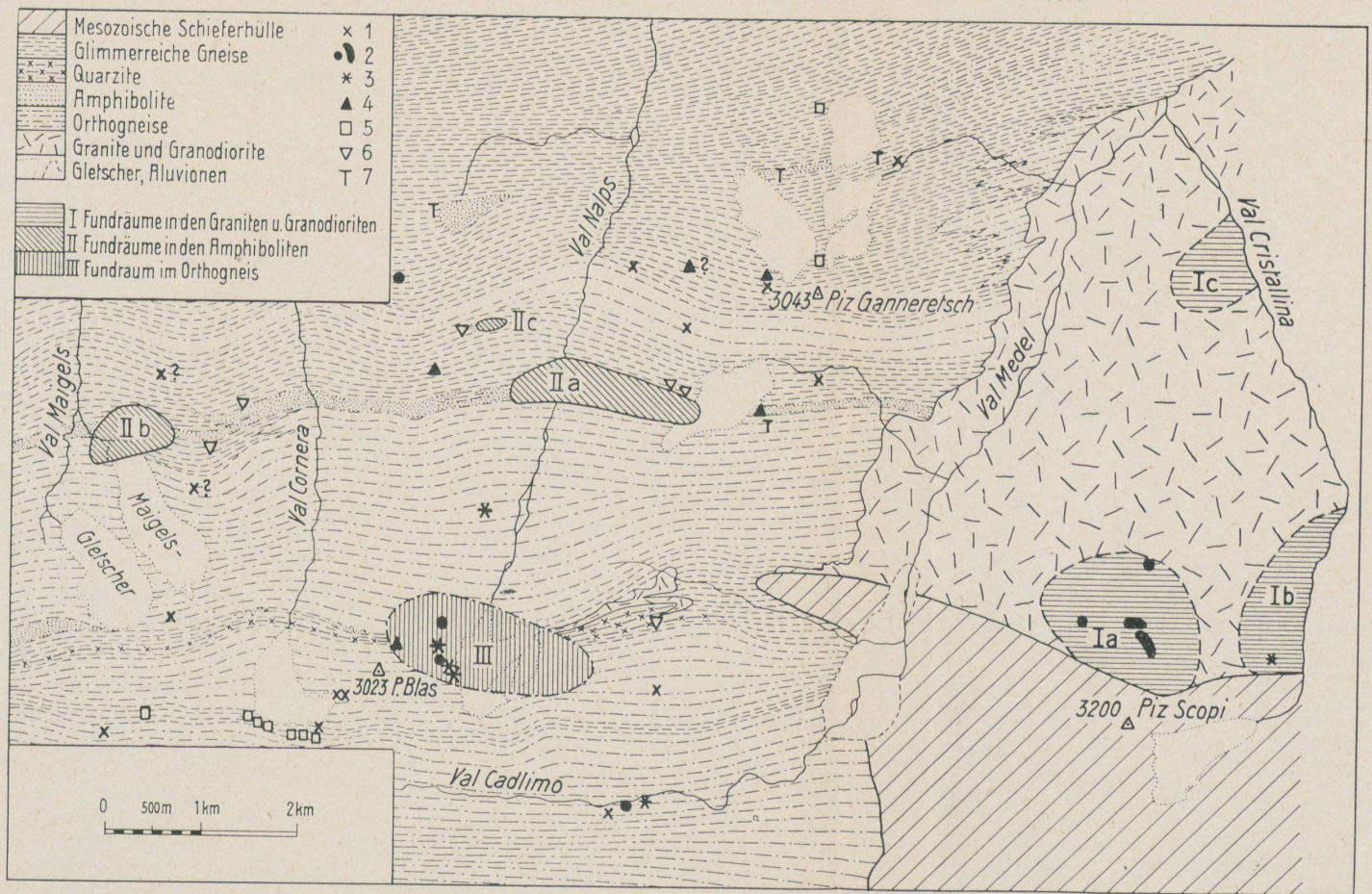
1. H. BADER: Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentals. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14 (1934), S. 319.
2. K. BAUER: Die Tracht der Titanitkristalle. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 43 (1933), S. 319.
3. B. S. BUTLER: Influence of the replaced rock on replacement minerals associated with ore deposits. Economic Geol., Bd. 27 (1932), S. 1.
4. E. CHRISTA: Zur Frage der Mikrolithenschwärme in Plagioklasen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16 (1936), S. 290.
5. H. P. CORNELIUS: Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 15 (1935), S. 4.
6. C. DÖLTER: Handbuch der Mineralchemie. Dresden, 1912—31.
7. P. LEANDER FEHR: Zur Morphologie des Axinites. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23 (1943), S. 1. (Weitere Literatur über Axinit siehe daselbst.)
8. H. HERITSCH: Ein Beitrag zur Morphologie des Axinites. Z. f. Krist., Bd. 96 (1937), S. 249/337.
9. C. HINTZE: Über kristallisierten Danburit aus der Schweiz. Z. f. Krist., Bd. 7 (1883), S. 296—303, 591—592.
10. — Handbuch der Mineralogie, Leipzig, 1904—1938.
11. W. v. HOLST: Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Zürich, 1913.
12. H. M. HUBER: Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23 (1943), S. 72.
13. E. HUGI: Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. Eclog. geol. Helv., Bd. 15 (1919), S. 481—491.
14. — Über einige Gesteins- und Mineralvorkommen des Wasserstollens des Kraftwerkes Amsteg. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 3 (1923), S. 274.
15. J. JAKOB und F. DE QUERVAIN: Zwei Chloritsande aus alpinen Zerrklüften. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 19 (1939), S. 307—309.
16. J. JAKOB: Analyse des Prehnites der Motta naira aus: P. NIGGLI: Lehrbuch der Mineralogie, Bd. III (z. Zt. im Druck).
17. A. KENNGOTT: Die Minerale der Schweiz, Leipzig, 1866. (Weitere Lit. von A. KENNGOTT siehe: P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER: Die Mineralien der Schweizeralpen, S. 637, Basel, 1940.)
18. J. KOENIGSBERGER: Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassivs. N. Jb. Min., Abt. A, B. B. 14 (1901), S. 43.
19. — Über alpine Minerallagerstätten, 1. bis 3. Teil. Abh. 10, 11 und 12. Abhandl. der bayrischen Akad. der Wissenschaften, Math.-physik. Kl. (1917/19), Bd. 28.
20. — Über alpine Minerallagerstätten etc. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 5 (1925), S. 67—127.



21. J. KOENIGSBERGER: Die Differentiation in Minerallagerstätten, am Beispiel der zentral-alpinen Vorkommen dargelegt. Cbl. f. Min. etc. (A), 1925, S. 150—155.
22. — Granitintrusion und Kluftmineralien. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 8 (1928), S. 258—259.
23. — Beobachtungen im Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 10 (1930), S. 140—151.
24. — in: P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER: Die Mineralien der Schweizeralpen, Basel 1940.
25. — Über tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im oberen Tessintal. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22 (1942), S. 85.
26. L. J. KRIGE: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclog. geol. Helvet., Bd. 14 (1918), S. 519.
27. CHR. LARDY: Reise nach dem St. Gotthard. Leonhards Taschenbuch für Min., 1829, Jg. 23, S. 51; ferner: N. Jb. Min. (1834), S. 205—206.
- 27 a. H. LEITMEIER: Das Smaragdorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 49 (1937), 245.
- 27 b. — Einige neuere Mineralorkommen im Gebiete des Habachtals, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 53 (1942), 295.
28. W. MINDER: Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 12 (1932), S. 353—422.
29. — Beitrag zur Begriffs- und Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte und Kluftmineralien. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13 (1933), S. 296—301.
30. P. NIGGLI: Spezielle Mineralogie, Lehrbuch der Mineralogie, Bd. II, Berlin, 1926.
31. — Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I, Einführung, 1923, Berlin.
32. — in U. GRUBENMANN, P. NIGGLI: Die Gesteinsmetamorphose, Berlin, 1924.
33. P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 14 (1930).
34. — Geotechnische Karte der Schweiz, Blatt IV, mit Erläuterungen, 1938.
35. P. NIGGLI, H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSARD, E. KÜNDIG: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniothal. Beitr. Geol. Karte Schweiz. Lief. 71, 1936.
36. P. NIGGLI: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 16 (1936), S. 295.
37. — in: P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER: Die Mineralien der Schweizeralpen, Basel, 1940.
38. — Das Magma und seine Produkte, I. Teil, Physikalisch-chemische Grundlagen. Akad. Verlagsges. Leipzig, 1937.
39. — Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 22 (1942), S. 1.
40. R. L. PARKER: Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Univ. Zürich 1920.
41. — Alpine Minerallagerstätten. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 3 (1923), S. 298.
42. — Kristallzeichnen, Berlin, 1929.
43. — Über die graphische Ermittlung der Bildkantenwinkelazimute beim parallelprojektiven Kristallzeichnen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 9 (1929), S. 456.



Tafel I. Die Mineralagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv



- I. Fundräume in den Graniten und Granodioriten: Vorwiegend Fundstellen der Abteilungen 14 a, b, c (KOENIGSBERGER) mit den Typen: 5, 23, 24/31, 25, 27/28, 37, und den Paragenesen: Quarz, Adular, Chlorit (5); Adular, Quarz, (Muskovit, Calcit, Zeolith, Chlorit) (23); Adular, Quarz, (Chlorit, Anatas, Pyrit) oder: Quarz (Rutil, Ilmenit, Monazit) (24/31); Adular, Albit, Quarz, Apatit, Chlorit, Calcit, (Titanit, Epidot, Zeolith) (25); Adular, Quarz, Albit, Apatit, Chlorit, Axinit oder Danburit oder Datolith (27/28), Quarz, Turmalin, (Adular, Apatit) (37). Siehe auch Fig. 1, S. 480.
- II. Fundräume in den Amphiboliten: Vorwiegend Fundstellen der Abt. 6, Typen 87, 88, 89 mit den Paragenesen: Adular, Quarz, Calcit, Titanit, Albit, Chlorit, Amiant, Zeolith (87); Albit, Epidot, Prehnit, Rutil, Quarz, Turmalin, Adular (88); Prehnit, (Epidot), Albit, (Calcit) (89). Siehe auch Fig. 11, S. 502.

- III. Fundraum im Orthogneis: Vorwiegend Fundstellen der Abt. 14 a, b mit den Typen 23, 24, 25 und den Paragenesen: Adular, Quarz, Muskovit, Apatit, Desmin (23); Quarz, Adular, Chlorit, Ilmenit-Hämatit, Axinit, Synchysit, Fluorit, Xenotim, Gadolinit (24); Adular, Albit, Quarz, Apatit, Chlorit, Calcit (25).
1. Vereinzelte Fundstellen der Abt. 14 a, b, c (Paragenesen siehe oben)
  2. Fundstellen mit seltenen Borsilikaten (Axinit, Danburit, Datolith)
  3. Fundstellen mit Mineralien seltener Erden (Monazit, Gadolinit)
  4. Fundstellen der Abt. 6 (Paragenesen siehe oben)
  5. Fundstellen der Abt. 8 mit den Typen 95, 60, 24 und den Paragenesen: Albit, Quarz, Chlorit (Ripidolith), Rutil, Calcit, Limonit (95); Quarz, Siderit, Albit, Rutil (60); Quarz, Chlorit, Adular, Anatas (24)
  6. Fundstellen von schön kristallisierten gesteinsbildenden Mineralien, insbesondere Strahlstein, Talk, (Cummingtonit, Granat)
  7. Alte Turmalinimprägnationen

Leere Seite  
Blank page  
Page vide



44. R. L. PARKER: A note on the morphology of Monazite. Am. Min., Bd. 22 (1937), S. 572.
45. — Bemerkungen über einige Mineralien des Piottinostollens. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 10 (1930), S. 363—366.
46. — a) Über einige schweizerische Titanitkristalle. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 13 (1933), S. 574.  
b) Morphologische Typen am schweizerischen Titanit. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 14 (1934), S. 478—506.
47. — in: P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER: Die Mineralien der Schweizeralpen, Basel, 1940.
48. R. L. PARKER, F. DE QUERVAIN, F. WEBER: Über einige neue und seltene Mineralien der Schweizeralpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 19 (1939), S. 93.
- 48a. R. L. PARKER und F. DE QUERVAIN: Gadolinit aus den Schweizeralpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 20 (1940), S. 11—16.
49. G. VOM RATH: Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. Z. der deutsch. geol. Ges., Bd. 14 (1862), S. 369.
50. M. SCHUSTER: Studien über die Flächenbeschaffenheit und Bauweise der Danburitkristalle vom Scopi. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 4 (1882), S. 397.
51. G. SELIGMANN: Danburit vom Scopi. Verh. Nat. hist. Verein f. d. Rheinland, 40 (1883), S. 100 bis 108. Ref.: Neues Jb. Min. II (1885), S. 240—242.
52. R. A. SONDER: Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-palaeozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 1 (1921), S. 1.
53. H. S. WANG: Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 19 (1939), S. 21.
54. A. WANGER: Axinit vom St. Gotthard. N. Jb. Min. (1833), S. 189 und 546—47.
55. F. WEBER: Über Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung (östliches Aarmassiv) und seine Ganggefolgschaft. Beiträge geol. Karte Schweiz, Lief. 14, 1904.
56. — Mehrfarbiger Fluorit als Kluftmineral im Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 19 (1939), S. 443.
57. A. N. WINCHELL: Elements of optical Mineralogy, New York, 1933.
58. R. U. WINTERHALTER: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 10 (1930), S. 38.
59. D. F. WISER: nach: U. GRUBENMANN: Dr. D. Wisser (1802—1878), Lebensbild eines Zürcher Mineralogen. Neujahrsblatt der Natf. Ges. in Zürich, No. 120 (1918).

Weitere Literaturangaben über alpine Mineralvorkommen siehe:

P. NIGGLI, J. KOENIGSBERGER, R. L. PARKER: Die Mineralien der Schweizeralpen, Basel, 1940, Literaturverzeichnis, S. 629.