

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 70 (1977)
Heft: 1

Artikel: Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe
Autor: Kupferschmied, Christian
Kapitel: 6: Mineralogie und Metamorphose
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164613>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 09.02.2026

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

6. Mineralogie und Metamorphose

6.1 Allgemeines

Wir beschränken uns im vorliegenden Kapitel auf die Beschreibung der wichtigen metamorphen Mineralien. Als Paragenese (vgl. Tab. 2) bezeichnen wir die Gesamtheit der Mineralien, die im gleichen Schliff auftreten; wenn sie in direktem Kontakt stehen, wird dies besonders erwähnt. Die Verbreitung der Mineralien ist aus den Tabellen 1 und 2 ersichtlich. Gemeine Paragenesen mit Hellglimmern im allgemeinen (nicht röntgenographisch untersucht), Plagioklas, Dolomit, Calcit, Quarz, Chlorit wurden in Tabelle 2 nicht berücksichtigt; sie würden weitere 15 Paragenesen bilden. Die Probenfundorte der wichtigen, in Tabelle 2 aufgeführten Paragenesen sind im unpublizierten Annex (S. 51ff.) angegeben.

6.2 Mineralien

Biotit ist selten, liegt meistens nur in kleinen Schüppchen vor und ist mit nie mehr als 5% am Gesteinsaufbau beteiligt. Er kann grün, olivfarben oder braun sein und tritt vorwiegend in quarzitischen, mesozoischen Meta-Sedimenten und prätriasischen Gneisen auf. In den tieferen tektonischen Einheiten herrscht brauner, in höheren grüner und olivgrüner bis brauner Biotit vor; in den Gneisquarziten der Zone Piz Terri - Lunschania ist Biotit auf die Umgebung der Kalifeldspäte konzentriert und steht oft mit ihnen in direktem Kontakt.

Calcit zeigt anhand der Färbung (vgl. 1.5) meistens einen Fe-Gehalt von mehr als 0,5% (Vergleich mit von Prof. M. Frey auf der Mikrosonde untersuchten Proben); die weissen Trias-Marmore können aus reinem Calcit aufgebaut sein, ebenso Sekretionen, Rissfüllungen und Kluftcalcite.

Chlorite: Optisch können wir solche der Pennin-Klinochlor-Reihe (farblos bis grünlich, schwach pleochroitisch) bzw. der Prochlorit-Reihe (kräftiges Grün, meist starker Pleochroismus von hellem Gelbgrün zu Grün) unterscheiden (nach TRÖGER 1959). In den Bündnerschiefern finden wir ausschliesslich Pennin/Klinochlor, in einem Teil der prätriasischen Gneise und mesozoischen Ophiolithe ist Prochlorit vertreten. In vielen Gesteinsgruppen können beide Varietäten vorkommen, aber äusserst selten in der gleichen Probe. Die Chlorite koexistieren mit sämtlichen in 6.2 angeführten Mineralien (im Fanella-Lappen auch in direktem Kontakt mit Kalifeldspat). In einem Gryphäenmarmor der Zone Piz Terri - Lunschania tritt Klinochlor pseudomorph nach Dolomit auf.

Chloritoid zeigt häufig einen Pleochroismus von Farblos zu «Schieferblau». Wir haben ihn ausschliesslich in tonigen und (kalkig-)quarzitischen Bündnerschiefern gefunden. Die maximale Grösse der Kristalle beträgt 0,6 mm. Begleitmineralien sind: Biotit, Calcit, Dolomit (alle in direktem Kontakt mit Chloritoid), Muskovit bzw. Phengit, Paragonit, Plagioklas (nur in Spuren), Chlorit und Quarz. Mögliche Bildungsreaktionen werden von M. FREY (1969a) ausführlich diskutiert. Bei uns ist Chloritoid sicher durch verschiedene Reaktionen entstanden. Eine mögliche Art der

Bildung, die unmittelbar aus Paragenese 41 (Tabelle 2a) abgeleitet werden kann, ist (vgl. ZEN 1960):

Kaolinit bzw. Pyrophyllit + Chlorit = Chloritoid + Quarz + Wasser.

Dolomit: Meistens handelt es sich um einen hellgrünlichblau gefärbten Fe-Dolomit (vgl. 1.5), welcher in seltenen Fällen rhomboederförmig ausgebildet ist.

Epidot-Gruppe: Pistazit und Klinozoisit sind gleichermassen vertreten und häufige Neubildungen vor allem in Ophiolithen und prätriasischen Gneisen, dann auch in weissen Marmoren am Kontakt von Ophiolithen; Orthit ist vor allem in triasischen Gesteinen akzessorisch anzutreffen und dort sicher z. T. neu gebildet. In den Bündnerschiefern finden wir selten Epidote, welche hier vorwiegend detritischer Herkunft sein dürften (nur in Spuren als kleine, runde Körner); nur in den Calcit-Albit-Schiefern des unteren Aul-Lappens findet man authigenen Epidot. Zoisit ist selten.

Opake Mineralien: In den mesozoischen Sedimenten tritt wahrscheinlich nur Pyrit auf; er fällt oft schon im Feld auf. In den Tabellen 1 und 2 werden die im Schliff (Durchlicht) opaken Erzmineralien nur als Pyrit bezeichnet, wenn er im Handstück erkennbar ist; Ilmenit nennen wir lange, rechteckige, schwarze Stengel oder opakes Erz, welches oft einen Titanit- oder Rutilrand zeigt. Hämatit (selten auch Kluftmineral in Ophiolithen) ist häufiges Umwandlungsprodukt von Pyrit (und opakem Erz im allg.) und teilweise (in graphitführenden Bündnerschiefern sicher) sekundär durch Oxidation während der Verwitterung entstanden, in deren fortgeschrittenem Stadium sich auch bräunliche, schwach pleochroitische Fe-Hydroxide in Karbonaten, Hellglimmern und Chlorit bilden können, welche in allen verwitterten Proben auftreten.

Gips konnte nur in kleinen Mengen röntgenographisch nachgewiesen werden ($2\theta_{\text{CuK}\alpha} = 11,6^\circ$).

Granat kommt nur unmittelbar am SW-Rand unseres Arbeitsgebietes in den prätriasischen Gneisen des Fanella-Lappens vor. Er ist farblos bis schwach rötlich und z. T. kataklastisch, z. T. idiomorph ausgebildet (vgl. VAN DER PLAS 1959, 468ff.).

Hellglimmer: Sie zeigen oft eine deutlich grünliche Farbe und können als *Phengite* bezeichnet werden (schwacher Pleochroismus, $2V_x < 30^\circ$, oft gegen 0°). Große Hellglimmer, welche Anzeichen tektonischer Überprägung zeigen (häufig in den Gneisquarzen der Zone Piz Terri – Lunschania), könnten detritische, voralpine Muskovite darstellen (selten zeigen sie allerdings auch sehr kleine Achsenwinkel und nicht solche $> 35^\circ$, vgl. TRÖGER 1959).

Paragonit: Mit einem Röntgendiffraktometer konnte dieser Na-Hellglimmer nachgewiesen werden ($2\theta_{\text{CuK}\alpha}$ bei $9,2^\circ$, $18,45^\circ$, $27,81^\circ$, $47,24^\circ$); er bildet im Schliff farblose, kleine Schüppchen mit im allgemeinen geringerer Doppelbrechung als die K-Hellglimmer, ist aber optisch schwer von letzteren zu unterscheiden. Paragonit koexistiert mit Dolomit, Calcit, Chloritoid, Muskovit, Paragonit/Phengit («mixed-layer»-Mineral), Plagioklas, Epidot, Chlorit, Quarz, fraglich mit Biotit.

Paragonit/Phengit («mixed-layer»-Mineral, erstmals beschrieben von M. FREY 1969b): In vielen Proben zeigte sich röntgenographisch eine ausgeprägte Linie bei $2\theta_{CuK\alpha} = 27,45^\circ$; da im Schliff weder Kalifeldspat noch Chloritoid auftreten, gehört diese Linie höchstwahrscheinlich zu einem «mixed-layer» Paragonit/Phengit. Es ist nicht auszuschliessen, dass dieses Mineral eventuell auch in chloritoid- oder kalifeldspatführenden Paragenesen auftreten könnte, dort aber wegen der überlagerten Reflexe bei $2\theta_{CuK\alpha} = 27,4^\circ - 27,5^\circ$ und wegen der fehlenden oder undeutlichen anderen Basis-Reflexe nicht bestimmbar ist. Paragonit und Paragonit/Phengit treten vor allem in Paragenesen von Bündnerschiefern und triasischen Gesteinen auf. Nach M. FREY (1970) ist die Bildung von Paragonit und des «mixed-layer» Paragonit/Phengit noch unklar, es wird aber folgende Bildungsreaktion vorgeschlagen: unregelmässiger «mixed-layer» Illit/Montmorillonit \rightarrow 1/1 regelmässiger «mixed-layer» Illit/Montmorillonit \rightarrow «mixed-layer» Paragonit/Phengit \rightarrow Paragonit.

Margarit konnte in keiner der ungefähr 120 mit dem Röntgendiffraktometer untersuchten Proben nachgewiesen werden.

Hornblenden: Meistens sind sie leicht grünlich und strahlig ($c/nZ = 18^\circ - 25^\circ$, $2V_x = 70^\circ - 80^\circ$, El. +, schwacher Pleochroismus hellgrün-hellbläulichgrün) und werden als *Aktinolith* bezeichnet. Gelegentlich wurden, vor allem in Ophiolithen, *blaugrüne Hornblenden* (vgl. VAN DER PLAS 1959) beobachtet ($c/nZ = 22^\circ - 29^\circ$, El. +, ausgeprägter Pleochroismus gelbgrün-grün/olivgrün-blaugrün, z. T. leichter farblicher Zonarbau); sie sind oft randlich in Aktinolith, selten auch in Chlorit umgewandelt. Ferrohastingsit, Crossit und Glaukophan (s. VAN DER PLAS 1959) existieren in unseren Paragenesen nicht. Im Kern von oder vergesellschaftet mit blaugrüner Hornblende oder Aktinolith tritt, vor allem in Ophiolithen, in unscharf begrenzten, kleinen Relikten selten eine *bräunliche, pleochroitische Hornblende* auf, welche die gleiche Auslöschungsschiefe wie ihr Rand zeigt. Sie wurde von VAN DER PLAS nicht gefunden und könnte unserer Meinung nach magmatogenen Ursprungs sein (vgl. NABHOLZ 1945, BEARTH 1967, DIETRICH 1969).

Kalifeldspat ist meistens als Mikroklin ausgebildet oder zeigt perthitische Entmischung. In den Gneisquarziten der Zone Piz Terri - Lunschania ist er oft gerundet oder kataklastisch deformiert und sicher detritischer Herkunft; er zeigt aber hier gelegentlich um einen pigmentierten («dusty») Kern (? präalpin, vgl. VAN DER PLAS 1959) klare, authogene Anwachsränder von Kalifeldspat (auch von Albit), ist in jungen Rissen rekristallisiert oder neu gebildet. Auch in den prätriasischen Gneisen des Aul-Lappens stellt er sicher z. T. metamorphe Neubildung dar. VAN DER PLAS (1959) unterscheidet ebenfalls 2 *Mikroklin-Generationen*, eine ältere «dusty» und eine jüngere «splendid». Die beobachteten Mikroklin-Individuen der Phengitgneise und die detritischen Mikrokline scheinen der ersten (präalpinen), die Neubildungen späteren (alpidisch gebildeten) Generationen anzugehören. In den Gneisquarziten (s. oben) grenzt Kalifeldspat oft randlich an Biotit, nie an Chlorit, in prätriasischen Gneisen des Fanella-Lappens an Chlorit.

Adular tritt in kleinen Individuen zusammen mit Chlorit und Quarz an Klüften in den Phengitgneisen auf.

Opakes Pigment ist vor allem in den Bündnerschiefern ein häufiger Gemengteil und verleiht dem Gestein die dunkle Farbe. Es handelt sich vorwiegend um organisches Material, das heute als *Graphit* vorliegt (vgl. JUNG 1963, S. 725). Gelegentlich können in triasischen Gesteinen und tonigen Bündnerschiefern Korngrößenübergänge von Pyrit zu diffusen opakem Pigment beobachtet werden, welches also z. T. sicher auch aus feinverteiltem Pyrit besteht.

Oxi-Chlorit ist durch Verwitterung aus Chlorit entstanden (vgl. CHATTERJEE 1966). Er ist in schlierigen, rötlich-bräunlichen, z. T. deutlich pleochroitischen Schüppchen ausgebildet und leicht mit Biotit, z. T. auch mit Fe-Hydroxid, zu verwechseln.

Plagioklase: Anhand der optischen Daten ist der Plagioklas meistens als *Albit* bestimmbar (Tieftemperatuoptik, bestätigt durch zwei U-Tisch-Messungen). Gelegentlich (aber nie in Ophiolithen) tritt, bevorzugt am Rand von Glimmerlagen, *Oligoklas (-Andesin)* auf ($n > \text{Can}'b.$, $n \geq n_{\text{Qz}}$, $2V_x 80^\circ - 90^\circ$); er ist fast immer in kleinen Körnern und xenoblastisch ausgebildet. Es lassen sich sowohl detritisch zerbrochene wie authigene Plagioklase beobachten, wobei letztere in verschiedenen Ausbildungsformen anzutreffen sind: In den Ophiolithen weisen die porphyroblastischen Albite oft Siebstruktur auf und sind praktisch nie verzwillingt. In den prätriasischen Gneisen sind sie selten verzwillingt, meist ohne deutliche Spaltbarkeit sowie gleichkörnig mit Quarz ausgebildet und nur in gefärbten Schliffen prozentual bestimmbar. Bündnerschiefer enthalten oft einen deutlich spaltenden und verzwillingten Plagioklas. Nur im Aul-Lappen und nur in den (Calcit-)Albit-Schiefern weist Albit z. T. eine gedrehte Innenstruktur als Anzeichen für syn- bis postkinematisches Wachstum auf.

Quarz ist Gemengteil fast aller Gesteinsgruppen und zusammen mit Calcit in den s_1 -parallelen Sekretionen anzutreffen. Sehr oft widerspiegelt er in seiner Ausbildung die mechanische Beanspruchung des Gesteins (opt. 2achsig, ondulöse Auslöschung, Längung, Mörteltextur) und zeigt in quarzitischen Gesteinen und Gneisen meist verzahnte Korngrenzen. Quarz ist als gemeinses Kluftmineral weit verbreitet, meistens glasklar oder milchig trüb, in den Gneisen des Fanella-Lappens aber als schwach braun gefärbter Rauchquarz ausgebildet.

Rutil ist häufiges Akzessorium. In vielen mesozoischen Meta-Sedimenten aller tektonischen Einheiten tritt er in hell- bis dunkelbraunen, feinst- bis grobstengeligen Aggregaten auf, die eindeutig als Neubildungen erkennbar sind. Er ist in den Bündnerschiefern der Grava-Serie und des Aul-Lappens gelegentlich randlich in Titanit umgewandelt (vgl. unten). Wir finden nie Rutil in reinen Ophiolithen. In Bündnerschiefern kann er detritisch gerundet sein.

Stilpnometan fanden wir in massigen Ophiolithen des Aul-Lappens und der Oberen Valser Schuppen sowie in einem prätriasischen, hellgrauen, relativ massigen Gneis des Aul-Lappens (s. unpubl. Annex, S. 42). Im Ophiolith des Aul-Lappens (Paragenese 67 in Tab. 2b) ist er, schon makroskopisch auffallend, in Linsen von bis 4 mm Durchmesser konzentriert (fragliche Gabbro-Reliktextur) und zeigt gelegentlich strahlig-sperriges Gefüge; die Einzelkristalle sind maximal 1 mm lang,

zeigen einen Pleochroismus von Goldgelb zu Mittel- bis Dunkelbraun mit leichtem Stich nach Oliv und deutliche Querabsonderung. Stilpnomelan steht in direktem Kontakt zu Albit, blaugrüner Hornblende, Prochlorit, braunem Titanit, Epidot und Fe-Calcit. Im Ophiolith der Oberen Valser Schuppen (Paragenese 76 in Tab. 2b) ist Stilpnomelan direkt einem Hellglimmer benachbart. In der Gneisprobe aus dem Aul-Lappen (Paragenese 77 in Tab. 2b) zeigt der Stilpnomelan einen Pleochroismus von Goldgelb zu Schwarzbraun und steht in direktem Kontakt zu Hellglimmer, Plagioklas, Pennin/Klinochlor, Aktinolith, Titanit, Quarz und Fe-Calcit. In einer Probe wurde unsere Bestimmung röntgenographisch (Nonius-Kamera) bestätigt.

Titanit ist in Ophiolithen, Mischgesteinen und prätriasischen Gneisen ein weitverbreiteter Gemengteil, dort sicher authigen und zeigt bis 1 mm grosse, oft idiomorphe, farblose bis selten bräunliche Körner, z. T. mit gedrehter Innenstruktur (posttektonisch). In triasischen Gesteinen und Bündnerschiefern ist er ausserordentlich selten und fast immer detritisch gerundet; als Neubildung tritt er hier nur in den (Calcit-)Albit-Schiefern des unteren Aul-Lappens, in Albitquarziten der Grava-Serie und in weissen Marmoren (Trias) am Kontakt zu Ophiolithen auf.

Turmalin ist ausser in reinen Ophiolithen und prätriasischen Gneisen überall ein sehr häufiges Akzessorium, z. T. korrodiert oder gerundet, z. T. aber (ausgeprägt in den mesozoischen Meta-Sedimenten) mit deutlichen Anwachsrändern (Kern und Rand verschiedenfarbig, $b/a = \text{Korndurchmesser/Kerndurchmesser} = 1,3-1,6$), z. T. idiomorph ausgebildet (vgl. auch M. FREY 1969a). Er zeigt braune, olivgrüne, blaue oder keine Färbung und ist meistens stark pleochroitisch.

Zirkon ist, abgesehen von reinen Ophiolithen, sehr häufig und fast immer gerundet. In einzelnen Trias-Quarziten sind idiomorphe Querschnitte zu beobachten.

Speziell wurde im Dünnschliff auf eventuelle *Pseudomorphosen nach Lawsonit* geachtet (vgl. FRY 1973); sie konnten aber nirgends mit Sicherheit nachgewiesen werden. Wir beobachteten zwar in einem Ophiolith (Paragenese 82 in Tab. 2b) rechteckige Pseudomorphosen von Calcit, Chlorit, Albit und Epidot, die aber das Ausgangsmineral vollständig umgewandelt haben.

6.3 Metamorphose

Unser Arbeitsgebiet liegt ganz im Bereich der *niedrig- bis hochgradigen Grünschieferfazies* (nach WINKLER 1967) bzw. in der Chloritoid-Zone (nach NIGGLI et al. 1960, 1965). TURNER & VERHOOGEN (1960) haben die Obergrenze der Grünschieferfazies dort gelegt, wo Plagioklas in Paragenese mit Calcit noch die Zusammensetzung eines Albits (< 7% An) zeigt; die Amphibolitfazies beginnt dann, immer in Paragenese mit Calcit, nach Definition bei einem Anorthit-Gehalt des Plagioklasses von 15%. Wie in 6.2 erwähnt, tritt gelegentlich (sehr häufig auch in Paragenese mit Calcit, selten mit Epidot, vgl. Tabelle 2), meist zusammen mit Albit, ein Oligoklas (-Andesin) auf, welcher sicher mehr als 15% An eingebaut hat; im Gebiet der höhergradigen Grünschieferfazies findet im Plagioklas der Peristerithsprung statt. Mit aufsteigender Metamorphose findet man zuerst nur Albit, dann eine Zone mit

Albit und Oligoklas und letztlich eine Zone mit Oligoklas bis Andesin (vgl. z. B. CRAWFORD 1966); wir befinden uns im Untersuchungsgebiet offensichtlich in Zone 2. ORVILLE (1970, 1971) zeigte, dass der An-Gehalt der Plagioklase (in Paragenese mit Calcit oder Epidot) nicht nur von Druck und Temperatur, sondern ebenso sehr von der Zusammensetzung der Gasphase abhängig ist.

Die in Tabelle 2 angeführten Paragenesen können – wie gesagt – der Grünschieferfazies zugeordnet werden; eine weitere Einteilung in die Subfazies nach WINKLER (1967) ist problematisch, und zwar hauptsächlich aus drei Gründen:

Tabelle 2a: *Paragonit und Chloritoid führende Mineralparagenesen; vorwiegend Bündnerschiefer und Trias (Ausnahmen: Paragenesen 11, 27)*

Legende vgl. Tab. 2c

Nr. der Paragenese	Tektonische Einheit	Zuordnung der Paragenesen zu den Gesteinstypen (Abkürzungen vgl. Tabellen 1 a-c)	Epidot – Gruppe (Neubild.)								Untersuchungsmethoden D Dünnschliff, U U-Tisch R Röntgendiffraktometer	Anzahl Proben		
			Chlorite	Quarz	Calcit	Dolomit	Plagioklase	Biotit	Chloritoid	Paragonit	Paragonit/Phengit (mixed-layer)	Muskovit, Phengit		
1	AL	B 10											1	D, R
2	TL	B 19	x	x	x			x	x	x			3	D, R
3	TL	B 28	x	x	x		x	x	x				1	D, R
4	TL, UVS	B 13, 19	x	x	x		x	x	x				4	D, R
5	TL	B 28	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
6	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
7	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
8	AL	B 10	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
9	GS, AL	B 1, 7	x	x			x	x	x				2	D, R
10	GS	Tr 1	x	x			x	x	x				1	D, R
11	UVS	PG 1	x	x			x	x	x				1	D, R
12	GS	Tr 5	x	x		x	x	x	x				1	D, R
13	OVS	B 11	x	x		x	x	x	x				1	D, R
14	TL	B 14, 20, 21	x	x		x	x	x	x				3	D, R
15	TL	B 19; Tr 3	x	x		x	x	x	x				2	D, R
16	GS	Tr 1	x	x			x	x	x				1	D, R
17	TL	B 22	x	x	x		x	x	x				1	D, R
18	TL, GS	B 1, 15; Tr 1	x	x	x	x	x	x	x				4	D, R
19	TL, GS	B 15, 20, 21; Tr 5	x	x	x	x	x	x	x				7	D, R
20	TL, GS	B 27; Tr 1, 2	x	x	x	x	x	x	x				2	D, R
21	TL, GS	Tr 1	x	x	x	x	x	x	x				2	D, R
22	TL	B 23	x	x	x	x	x	x	x				2	D, R
23	GS	B 1	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
24	TL	B 14	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
25	TL, GS	B 23, 26; Tr 2	x	x	x	x	x	x	x				3	U (D, R)
26	GS, AL	B 3, 8	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
27	AL	OS 3	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
28	GS	Tr 1	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
29	TL	B 15	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
30	TL	B 19, 28	x	x	x	x	x	x	x				2	D, R
31	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				2	D, R
32	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
33	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D, R
34	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				2	D
35	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D
36	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D
37	TL	B 19, 28	x	x	x	x	x	x	x				2	D
38	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				2	D
39	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D
40	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D
41	TL	B 19	x	x	x	x	x	x	x				1	D

1. Die chemische Zusammensetzung der Mineralien und Gesteine ist nicht untersucht worden.
2. Das Prinzip der Einteilung in einzelne Subfazies ist zu einfach; es werden zu wenige Parameter berücksichtigt. Insbesondere ist der Einfluss der Zusammensetzung der Gasphase auf die p-T-Stabilität vieler Mineralien noch ungewiss und bleibt im einfachen Schema der Subfazies weitgehend unberücksichtigt.

Tabelle 2b: *Mineralparagenesen mit Kalifeldspat, Stilpnomen, Aktinolith und blaugrüner Hornblende; vorwiegend prätriassische Gneise, mesozoische Gneisquarze und Ophiolithe*
(Ausnahme: Paragenese 66)

Legende vgl. Tab. 2c

Nr. der Paragenese	Tektonische Einheit	Zuordnung der Paragenesen zu den Gesteinstypen (Abkürzungen vgl. Tabellen 1 a-c)	Untersuchungsmethoden												
			D. Dünnschliff, R. Röntgen- diff., U. U-Tisch, N. Nonius				Anzahl Proben								
42	TL, AL	B 16,17; PG 6	x	x	x	x	x	x							
43	TL	B 17	x	x	x	x	x	x							
44	TL, AL	B 17; PG 3	x	x ¹	x	x	x	x							
45	TL, FL	B 17; PG 7	x	x	x	x	x	x							
46	FL	PG 9,10	x	x	x	x	x	x	x						
47	FL	PG 9	x	x	x	x	x	x	x	x					
48	AL	PG 6	x	x ¹	x	x	x	x	x	x					
49	TL	B 17	x	?	x	x	x	x							
50	TL	B 17	x	x	x	x	x	x							
51	TL, AL	B 17,18; PG 3	x	x ¹	x	x	x	x							
52	AL	PG 5	x	x	x	x	x	x	x						
53	TL	B 17	x	x	x	x	x	x	x						
54	FL	PG 9,10	x	x	x	x	x	x							
55	OVS	PG 10	x	x	x	x	x	x							
56	OVS	PG 9	x	x	x	x	x	x							
57	TL	B 17	x	x	x	x	x	x							
58	TL, AL	B 17; PG 6	x	x	x	x	x	x							
59	TL	B 17	x	x	x	x	x	x							
60	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x					
61	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x					
62	AL	O 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x				
63	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x				
64	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x				
65	AL	O 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x				
66	AL	Tr 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
67	AL	O 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
68	AL	O 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
69	AL	O 6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
70	AL	OS 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
71	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
72	AL	OS 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
73	AL	PG 6; O 1; OS 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
74	AL	O 7	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
75	AL, OVS	B 8; O 1,2,3,9; PG 4,5; OS 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
76	OVS	O 8	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
77	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
78	AL	PG 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
79	AL	PG 5	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
80	AL	PG 4	x	x ¹	x	x	x	x	x	x	x	x			
81	AL	PG 4	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
82	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
83	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
84	AL	O 2,3	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			
85	AL	O 2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x			

3. Die Mehrphasigkeit der Metamorphose ist schon von vielen Autoren nachgewiesen worden. In der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes konnte VAN DER PLAS (1959), unter anderem mit Hilfe genetisch zueinander in Beziehung stehender Hornblenden, drei alpidische⁸⁾ Phasen festlegen. Es ist nun zu beachten, dass VAN DER PLAS jeder seiner Phasen einen eigenen und von den anderen Phasen verschiedenen Metamorphosegrad zuschreibt. Die Paragenesen der älteren Phasen sind nur relikтив erhalten und nicht völlig reproduzierbar. Daraus wird klar, dass es nur sinnvoll wäre, eine Unterteilung der Grünschiefer-

Tabelle 2c: *Biotit und Epidot führende Mineralparagenesen; vorwiegend prätriasische Gneise, mesozoische Ophiolithe und Trias (Ausnahmen: Paragenesen 96, 100)*
Gemeine Paragenesen, welche röntgenographisch in der Fraktion <2µ untersucht wurden

Nr. der Paragenese	Tektonische Einheit	Zuordnung der Paragenesen zu den Gesteinstypen (Abkürzungen vgl. Tabellen 1 a-c)	Epidot - Gruppe (Neubild.)						Untersuchungsmethoden D Dünnschliff, R Röntgen- diffraktometer	Anzahl Proben	
			Epidot	Chlorite	Quarz	Calcit	Dolomit	Plagioklase			
86	AL	PG 3	x	x	x	x	x		Ti, Zi, oE, Hä, oP	2	D
87	AL	PG 6	x	x	x	x	x		Ti	1	D
88	AL, FL	PG 7, 8	x	x	x	x	x	x	Ti, Ru, Hä, Gr ² , Zi, OC, oE, oP	2	D
89	AL	Tr 9	x	x	x	x	x		Ti, Ru, Zi, Ep, oE	1	D
90	TL	Tr 9	x	x					Ru, Zi, Tu, Ap, OC, Py, oP	1	D
91	GS	Tr 1, 9	x	x					Ru, Zi, Tu, Ti, Ap, oE, Hä	2	D
92	UVS	PG 1	x	x					Ru, Zi, Tu, Ap, Il, oE, Hä	1	D
93	AL, FL	B 8; PG 1, 7; OS 3, 4, 5, 6	x	x	x	x	x	x	Ti, Ru, Zi, Tu, Ap, Or, ?Il, Py, Hä, oP	10	D
94	AL	O 1; OS 3	x		x	x	x	x	Ti, Ru, Zi, OC, Ap, Hä, oE	3	D
95	AL	O 2		x	x	x	x	x	Ti	1	D
96	AL	B 8	x		x	x	x	x	Ti, Tu, oP, oE	1	D
97	GS, AL	Tr 1	x		x	x	x	x	Ru, Zi, Tu, oE	1	D
98	AL	Tr 7	x		x	x	x	x	Ti, Tu, Ru, oE, Hä	2	D
99	AL	PG 2		x	x	x	x	x	Ti, Zi, OC, oE, Hä	1	D, R
100	AL	B 8	x		x	x	x	x	Ti, OC	1	D, R
101	OVS	Tr 10	x	x ¹	x	x	x	x	Ru, Zi, Tu, Or, oE, Hä	1	D, R
102	GS, AL	B 8; Tr 6, 7; OS 1, 5	x	x	x	x	x	x	Ti, Ru, Zi, Ap, Tu, Or, oP, Py, Hä	6	D, R
103	GS, AL, OVS, TL	B 2, 6, 10, 12, 15, 18; PG 3	x	x ¹	x	x	x	x	Ti, Ru, Zi, Tu, Or, OC, oE, Hä, oP	7	D, R
104	do.	B 1, 9, 26; Tr 4	x	x ¹	x	x	x	x	oP, Ru, Zi, Tu, Py, Hä, Gi	5	D, R
105	AL	Tr 3	x	x	x	x	x		Ru, Tu	1	D, R
106	GS, TL	B 5, 17, 20; Tr 3	x	x ¹	x	x	x		Gi, Ti, Ru, Zi, Tu, OC, Py, Hä, oP	8	D, R
107	AL	B 6	x	x ¹	x	x	x		Ep, oP	1	D, R
108	TL	B 28	x			x	x		Ti, Ru, Tu, Zi, OC, oP, oE	1	D, R

Legende:

GS = Grava-Serie

AL = Aul-Lappen

OVS = Obere Valser Schuppen

UVS = Untere Valser Schuppen

FL = Fanella-Lappen

TL = Zone Piz Terri - Lunschania

Indices:

1 = meist Albit, z. T. Oligoklas(-Andesin)

2 = nur im Fanella-Lappen, am SW-Rand des Arbeitsgebietes

⁸⁾ Wir verstehen unter «alpidisch» mit NIGGLI & NIGGLI (1965) die mit der tertiären Orogenese verknüpfte Regionalmetamorphose.

fazies in verschiedene Subfazies vorzunehmen, wenn es uns gelänge, die verschiedenen Phasen mit den von ihnen produzierten Paragenesen altersmäßig auseinanderzuhalten. Dies ist aber selten möglich, müssten doch für dieses Unterfangen sämtliche wichtigen Mineralien zueinander in strukturell-genetischer Beziehung stehen, zudem die Gesteine gleichartig tektonisch überprägt sein; beides trifft nur selten zu.

Wir beschränken uns in den vorliegenden Ausführungen darauf, unsere Ergebnisse mit denjenigen von VAN DER PLAS (1959) zu vergleichen und die wichtigsten bei uns auftretenden Paragenesen zu besprechen. Da das Hauptgewicht unserer Arbeit auf geologisch-tektonischen Untersuchungen lag und auf geochemische Analysen der Mineralien und Gesteine weitgehend verzichtet wurde, sind wir nicht in der Lage, detaillierte Angaben über Mineral-Bildungsreaktionen zu machen. Wir verweisen deshalb auf die Arbeiten von VAN DER PLAS (1959) und M. FREY (1974). Es sollen im folgenden Beobachtungen vermerkt werden, welche dazu dienen können, einem zukünftigen, mehr mineralfaziell orientierten Bearbeiter brauchbare Arbeitsgrundlagen zu vermitteln. Folgende, von bestimmten Autoren z. T. als unverträglich angesehene Mineralparagenesen sind gefunden worden:

1. *Paragonit + Dolomit* (unverträglich nach CHATTERJEE 1971). Ein direkter Kontakt beider Mineralien kann wegen der schlechten optischen Bestimmbarkeit von Paragonit nicht nachgewiesen werden. Diese Paragenese wurde schon von verschiedenen Autoren beschrieben (z. B. CHIESA et al. 1972, M. FREY 1974). Paragonit kommt häufig zusammen mit Calcit vor (vgl. z. B. CHATTERJEE 1971). Beide Paragenesen sind in der höchstgradigen Grünschieferfazies nach M. FREY (1974) wahrscheinlich nicht mehr stabil.
2. *Chloritoid + Biotit* (unverträglich nach WINKLER 1967). Die beiden Mineralien konnten in direktem Kontakt nachgewiesen werden. Nach vielen Autoren (vgl. z. B. M. FREY 1969a, S. 142) ist in den Alpen wie in anderen metamorphen Gebieten (z. B. Neu-England, Appalachen) die Paragenese Ctd + Bi weit verbreitet, aber nur in der höchstgradigen Grünschiefer- (und untersten Amphibolit-)Fazies.
3. *Chloritoid + Calcit* ist häufig, in der höchstgradigen Grünschieferfazies aber wahrscheinlich nicht mehr stabil (M. FREY 1974).

Fragen wir einmal nach der *altersmässigen Beziehung der verschiedenen Mineralien* zueinander und zu tektonischen Phasen in unserem Gebiet. Quarz, Calcit, Hellglimmer, Epidot und Albit sind sicher während verschiedener Phasen entstanden, was anhand der verschiedenen Einschlusserhältnisse gut belegt werden kann. Alle diese Mineralien waren in den Bündnerschiefern schon detritisch vorhanden, *Epidot* wurde wahrscheinlich nur in den Calcit-Albit-Schiefern des unteren Aul-Lappens, den Ophiolithen und prätriasischen Gneisen neu gebildet. Gedrehte Albite mit pigmentiertem Interngefüge beobachten wir nur im unteren Aul-Lappen, wo sie – mindestens zum Teil – syntektonisch entstanden sind. Die Albit-Bildung überdauerte im allg. sicher die letzten tektonischen Phasen, schliesst der Albit doch, beispielsweise in Ophiolithen, z. T. alle andern Mineralien der Paragenese ein (auch Albit, Aktinolith, Chlorit, Titanit).

Biotit ist jünger als neugebildeter Mikroklin und z. T. in Chlorit umgewandelt.

Chloritoid bildete sich während verschiedener tektonischer Phasen, höchstwahrscheinlich relativ früh (genetische Aussagen in bezug auf andere Mineralien, gestützt auf mikroskopische Beobachtungen, erweisen sich wegen der Feinkörnigkeit des Chloritoids als unmöglich). Wir finden ihn in s_1 (subparallel zu ss) und s_2 eingeregelt; in anderen Gesteinspartien, die unmittelbar benachbart sein können, ist er posttektonisch in Form von Büscheln ausgebildet. Dies zeigt, dass mit Zuordnung von Mineralneubildungen zu tektonischen Phasen vorsichtig operiert werden muss (vgl. auch NIGGLI & NIGGLI 1965).

Stilpnometan wurde bisher nur alpen-externer gefunden. Nächstgelegene Fundorte liegen 15 km weiter im Osten (Piz Beverin, vgl. NIGGLI & NIGGLI 1965). Er zeigt in Kontakt mit blaugrüner Hornblende folgende altersmässige Beziehung: Hornblende-Kristalle durchdringen den Stilpnometan und umfassen ihn gelegentlich als Einschluss. Anderseits ist die Hornblende in kleineren Bereichen in subparallelen Stengeln angeordnet, Stilpnometan dagegen durchdringt diese Textur in strahlig-sperrigen Büscheln und ist offensichtlich auch noch später als blaugrüne Hornblende, aber vor Aktinolith und Chlorit, gebildet worden. Da wir im gleichen Schliff nur eine Varietät von Stilpnometan unterscheiden können, legen wir seine Bildung in die gleiche Phase wie die der Hornblende, also in die zweite Phase von VAN DER PLAS (1959) – nach ihm alpidische Hauptphase. Das ergibt insofern Konsequenzen, als die Paragenesen dieser Phase von VAN DER PLAS in der höchstgradigen Grünschieferfazies eingestuft werden, wogegen Stilpnometan in Kontakt mit Muskovit (in Ophiolithen tritt bei uns nie Paragonit auf) in einem niedriger- bis mittelgradigen Bereich derselben stabil ist; in Paragenese 76 z. B. ist zusätzlich schon Biotit gebildet worden. Möglich scheint folgende Deutung: die Reaktion Muskovit + Stilpnometan + Aktinolith = Biotit + Chlorit + Epidot + H_2O (BROWN 1971) markiert den *Übergang von niedrig- zu mittelgradiger Grünschieferfazies*; es könnte nun sehr wohl möglich sein, dass wir uns gerade im Übergangsbereich befinden und alle in der Reaktionsgleichung erwähnten Phasen in einem bestimmten (kleinen) Temperaturbereich koexistieren (in direktem Kontakt: Stilpnometan-Muskovit, Epidot-Chlorit, Biotit-Chlorit, Aktinolith-Chlorit).

Diese Diskrepanz scheint vorläufig nicht lösbar; die Interpretation der genetischen Abfolge der Mineralien spielt eventuell einen Streich, indem z. B. Hellglimmer eine jüngere Bildung als Stilpnometan und retrograd gebildet sein könnte (scheint aber hier sehr unwahrscheinlich). Zudem sind nach unserer Kenntnis die Bildungsbedingungen von blaugrüner Hornblende noch zu wenig untersucht.

Aktinolith bildete sich gelegentlich als randliches Umwandlungsprodukt von blaugrüner Hornblende und ist sicher später als diese entstanden. Er tritt während einer späten tektonischen Phase in stark überprägten Partien von Ophiolithen auf und ist überall in die stärkste Schieferungsfläche eingeregelt. Ungeregelt finden wir ihn nur, wenn auch die andern Mineralien keine Anzeichen von tektonischer Überprägung zeigen, beispielsweise in massigen Ophiolithen.

Blaugrüne Hornblende zeigt in stark verschieferten Partien mechanische Deformation mit Bruch.

Titanit bildete sich posttektonisch in bezug auf die letzte Phase und zeigt in seltenen Fällen einen Rutil-Rand. In Bündnerschiefern ist er detritischer Herkunft;

eine Ausnahme zeigen auch hier die Calcit-Albit-Schiefer des unteren Aul-Lappens, in denen er in idiomorphen Körnern auftritt.

Rutil ist in früheren metamorphen Phasen wie auch posttektonisch entstanden (zur Problematik vgl. unter «Chloritoid»). In seltenen Fällen bildet er einen Rand um Titanit. Die Bildung von Titanit und Rutil ist nach ERNST (1971) von der Zusammensetzung der Gasphase abhängig. Bei einem gegebenen Druck und bestimmter Temperatur entsteht bei relativ kleinem X_{CO_2} Titanit, bei grösserem X_{CO_2} Rutil; in den Ophiolithen war X_{CO_2} offensichtlich so gering (es sind kaum Karbonate vorhanden), dass Titanit gebildet werden konnte. Wenn wir eine Temperatur von 400 bis 450 °C und einen Druck von 3 bis 5 kb annehmen, kann der CO_2 -Gehalt der Gasphase für die Bildung von Titanit auf <0,1 Mol.-% geschätzt werden (vgl. SCHUILING et al. 1967 und ERNST 1971).

Den Bearbeiter metamorpher Gebiete interessiert ja immer die Frage, ob lateral oder vertikal graduelle Unterschiede in der Metamorphose festgestellt werden können. Es bestehen nun bei uns gewisse Anhaltspunkte, dass zwischen den höheren Einheiten der Adula-Decke und der Zone Piz Terri – Lunschania, insbesondere deren S-Teil (Darlun-Zone), ein solcher Unterschied besteht. In vertikaler Richtung, d. h. von tektonisch höheren zu tektonisch tieferen Einheiten (vgl. Fig. 11), beobachten wir folgendes:

Stilpnomelan steht im Aul-Lappen und den Oberen Valser Schuppen in Kontakt mit Hellglimmer, was signifikant für niedrig- bis mittelgradige Grünschiefer ist (vgl. oben). In Gneisen des Aul- und Fanella-Lappens spricht das Mineralpaar Kalifeldspat-Chlorit ebenfalls für einen relativ niedrigen Metamorphosegrad (Chlorit-Zone, vgl. BROWN 1971). Im Fanella-Lappen ist ganz selten am Kontakt von Kalifeldspat und Chlorit Biotit-Bildung zu beobachten. Granat ist nicht unbedingt Anzeiger einer höheren Metamorphose. Sein Auftreten hängt ja bekanntlich sehr stark vom Gesamtgesteinschemismus ab (vgl. z. B. MIYASHIRO et al. 1973). Die Bildung kann bereits im niedriggradigen Teil der Grünschieferfazies einsetzen; zudem ist er hier am Kontakt von Adula- und Soja-Decke in den Gneisen immer kataklastisch zerbrochen und könnte früh- oder präalpidisch (vgl. VAN DER PLAS 1959) gebildet sein.

In der Darlun-Zone (S-Teil der Zone Piz Terri – Lunschania) wurden in Quarziten der Lagensandkalk-Serie Chloritoid + Biotit in direktem Kontakt beobachtet, was auf höchstgradige Grünschieferfazies hindeutet (s. oben).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass die tektonisch höheren Einheiten der Adula-Decke (Aul- und Fanella-Lappen) weniger metamorph als die tieferen Meta-Sedimente der Soja-Decke sind.

Lateral, also von NE nach SW, herrschen folgende Verhältnisse: Im NE sind die Chloritoid-Quarzite der Lagensandkalk-Serie (Zone Piz Terri – Lunschania) ohne oder mit fraglichem Biotit (Paragenese 7 in Tab. 2a) ausgebildet, im SW dagegen, im Gebiet der Darlun-Zone, steht öfters (Paragenesen 33, 34, 35 in Tab. 2a) Chloritoid im Kontakt zu Biotit; ebenso häufig aber fehlt in der Darlun-Zone Biotit in den Chloritoid-Quarziten, oder wir finden die Paragenese Chloritoid + Paragonit + Karbonat (s. oben).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass innerhalb der gleichen tektonischen Einheit (d. h. der Zone Piz Terri - Lunschania) der Metamorphosegrad in unserem Gebiet von NE nach SW auf eine Distanz von 5 km nicht nachweisbar ändert; der südlich anschliessende Fanella-Lappen (tektonisch höher) ist offenbar sogar weniger metamorph (vgl. oben). Der Metamorphosegrad sollte aber gegen das Lepontin, gegen SW, zunehmen (vgl. JÄGER et al. 1967). Das stimmt sicher grossregional; aber in kleinen Gebieten kann man sich gut vorstellen, dass *lokale tektonische Verhältnisse, z. B. verschiedene tektonische Überlagerung, eine bedeutende Rolle gespielt haben* (vgl. Kapitel 5).

Unsere Beobachtungen stimmen, von nachstehend erwähnten Ausnahmen und Ergänzungen abgesehen, gut mit den Ergebnissen von VAN DER PLAS (1959, Tab. 36) überein. VAN DER PLAS unterschied drei alpidische Phasen der Metamorphose, in denen sich folgende wichtige Mineralien neu bildeten (Albit, Chlorit, Muskovit, Quarz, Calcit, Epidot in allen Phasen):

Phase I: ?Phengit, Crossit, *Glaukophan*, Na-Pyroxen, Granat, Chloritoid, ?Disthen, Rutil (Stilpnomelan: vgl. VAN DER PLAS, S. 571).

Phase II (alpidische Hauptphase): Mikroklin, ?Phengit, Biotit (braun und grün), Ferrohastingsit, *blaugrüne Hornblende*, Granat, ?Disthen, ?Rutil, Titanit.

Phase III: Biotit (grün), Aktinolith, Zoisit, Titanit.

Wir haben folgende Unterschiede bzw. Ergänzungen zur Abfolge von VAN DER PLAS festgestellt (vgl. vorhergehende Ausführungen):

1. Rutil ist z. T. sicher auch jünger als Titanit.
2. Stilpnomelan ist nicht nur in der ersten Phase, sondern auch (vorsichtig ausgedrückt) später als blaugrüne Hornblende gebildet worden.
3. Mikroklin kann auch junge Bildung sein. Kalifeldspat-Gänge durchschlagen unverfaltet komplizierte Strukturen (Paragenese 47 in Tab. 2b).
4. Bräunliche Hornblende ist von VAN DER PLAS nicht beschrieben und sicher älter als Aktinolith, eventuell auch älter als blaugrüne Hornblende, und stellt möglicherweise magmatogenen Altbestand dar (vgl. aber NABHOLZ 1945, S. 64).

Die im allgemeinen gut rekristallisierten Gefüge (auffallend vor allem an Hellglimmern, Quarz und Karbonaten) sprechen für *postdeformative Temperung*.

Stoffwanderungen während der Metamorphose: an den Kontakt zwischen Ophiolithen einerseits, prätriasischen Gneisen und mesozoischen Meta-Sedimenten anderseits fanden während der Metamorphose Stoffwanderungen im dm- bis m-Bereich statt (vgl. 4.5.2); am Kontakt zu Ophiolithen finden wir in weissen Marmoren des Aul-Lappens neben Chlorit gelegentlich Neubildungen von blaugrüner Hornblende, Epidot und Titanit (z. B. Paragenese 66 in Tab. 2b). Albitisierung von Bündnerschiefern und die Bildung von Plagioklas-Gängchen (Durchmesser 2 mm) in Trias-Dolomiten (auch in Vergesellschaftung mit nichtophiolithischen Gesteinen) sprechen für zirkulierende Na-reiche Lösungen; es kann in letzterem Fall allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass wegen eines sedimentären Salzgehaltes schon primär viel Na im Gestein vorhanden war, die Stoffwanderungen also über sehr kurze Distanz erfolgt sein können (? evtl. bereits diagenetische Bildung). Quarz und Calcit sind seit langem als sehr mobile Phasen bekannt; sekundäre

Neubildungen finden wir nicht nur als Ausschwitzung (Sekretion), sondern auch als Mobilisate, welche über grössere Distanzen transportiert wurden (z. B. Calcit-Adern in calcitfreien Prasiniten).

6.4 Hinweise auf das Korngefüge der Bündnerschiefer vor der Metamorphose

Quarz und Karbonate waren sicher detritisch vorhanden; Angaben über sedimentäre Korngrössen sind bei beiden Mineralien aber problematisch, da sie sehr leicht löslich sind und oft schieferungsparallele Adern bilden. Wenn wir die Bündnerschiefer betrachten, scheinen nur in den quarzitischen Gesteinen und Marmoren die sedimentären Gefüge einigermassen gut erhalten zu sein. Die gemessenen Korngrössen betragen:

- in *Gneisquarziten* der Zone Piz Terri – Lunschania:
 - 0,2–3 mm für Quarz (ondulöse Auslöschung, Kataklase)
 - 0,5–1,5 mm für Hellglimmer (verbogene Schüppchen?)
 - 0,3–4 mm für Kalifeldspat (gerundet, zerrissen, «dusty» Habitus: vgl. VAN DER PLAS 1959)
 - 0,2–0,5 mm für Plagioklas (zerbrochen, korrodiert)
- in *Quarziten* der *Lagensandkalk-Serie*:
 - 0,05–0,2 mm für Quarz (sehr gleichkörniges Gefüge)
- in *Marmoren* und *Terri-Schiefern*:
 - 0,2–2 mm für Calcit (Crinoidentrümmer, eventuell nicht von weit her eingeschwemmt)

LITERATURVERZEICHNIS

- BAILEY, E. H., & STEVENS, R. E. (1960): *Selective Staining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections*. – Amer. Mineralogist 45 (Sept.–Oct., 1960).
- BAUMER, A. (1964): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal, Geologie der Blenio-Kraftwerke*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 39.
- BEARTH, P. (1967): *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 132.
- BROWN, E. H. (1971): *Phase Relations of Biotite and Stilpnomelan in the Greenschist Facies*. – Contr. Mineral. Petrol. 31, 275–299.
- CHATTERJEE, N. D. (1966): *On the Widespread Occurrence of Oxidized Chlorites in the Pennine Zone of the Western Italian Alps*. – Contr. Mineral. Petrol. 12.
- (1971): *Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora-Maira-Massif, Western Italian Alps*. – N. Jb. Mineral. [Abh.] 114/2.
- CHIESA, S., LIBORIO, G., MOTTANA, A., & PASQUARE, G. (1972): *La paragonite nei calcescisti delle alpi: Distribuzione e interpretazione geo-petrologica*. – Mem. Soc. geol. ital. 11, 1–30.
- CRAWFORD, M. L. (1966): *Composition of Plagioclase and Associated Minerals in some Schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand, with Inferences about the Peristerite Solvus*. – Contr. Mineral. Petrol. 13, 269–294.
- DIETRICH, V. (1969): *Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschiweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich*. – Europ. Hochschulschr. (XVII), 1 (Verlag H. Lang).