

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:	4: Beschreibung der Gesteinstypen und ihrer Lagerungsverhältnisse
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: 15.02.2026

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

weiter im Norden fast ohne Kalifeldspat abgelagert. Die Schüttung erfolgt in dieser Phase höchstwahrscheinlich von Süden her, sind doch die gröbsten detritischen Feldspäte in den Gneisquarziten des S-Schenkels der «Alpettas-Synform» zu finden (bis 4 mm Durchmesser, vgl. 2.2.4).

- h) In einer letzten Phase ist ein Grossteil der südlich gelegenen Schwelle eingeebnet. Kalkpräzipitation und Einschwemmung von feinem Detritus überwiegen. Diese als «Schiefer der jüngeren Serie» bezeichneten Ablagerungen sind nur in der Nördlichen Schuppenzone erhalten, scheinen aber gegen NE die Hauptmasse der von NABHOLZ (1967) «Terri-Tonschiefer» (aber jünger als die Schiefer am Piz Terri!) genannten Serie zu bilden. Möglicherweise wurden diese jüngeren Serien während der späteren alpinen Bewegungen abgeschert und sind in unserem Querschnitt nur noch relikтив in Einwicklungen vorhanden.

Abgrenzung des Soja-Troges im Norden und Süden, zur Frage der überregionalen lithostratigraphischen Korrelation

Im Norden des Soja-Troges liegt der Sedimentationsraum des gotthardmassivischen Mesozoikums mit etwas weniger monotonen Serien als in der Terri-Gipfelzone. Wir haben keinerlei Evidenzen für eine Schwelle zwischen diesen beiden Ablagerungsräumen gefunden. Auf lithostratigraphische Vergleiche unserer penninischen Sedimente mit den gotthardmassivischen, die ihrerseits schon lithostratigraphisch eingestuft sind, gehen wir hier nicht ein; sie sind aber schon seit langem gemacht worden (z. B. STAUB 1958).

Im Süden hat wahrscheinlich eine Schwelle aus Adula-Kristallin existiert. Es lässt sich allerdings schwer erklären, warum die im Soja-Mesozoikum so charakteristischen Gneisquarzite in den Bündnerschiefern der Adula-Decke in dieser Ausbildung unbekannt sind. Wenigstens die Valser Schuppen, die wir im Nordteil des Adula-Troges beheimaten, sollten doch ein ähnliches detritisches Sediment aufweisen. Bilden die Albitquarzite das Äquivalent (vgl. NABHOLZ 1945), so könnte das heissen, dass auf der S-Seite der Schwelle andere Serien, z. B. prätriasische Metasedimente der Adula-Deckenhülle, erodiert wurden. NABHOLZ (1945) hat die Bündnerschiefer-Abfolge der Adula-Decke und der Zone Piz Terri - Lunschania lithostratigraphisch korreliert. Für den unteren Teil der stratigraphischen Kolonne (Serie B in Fig. 5) sind wir mit ihm einverstanden. Die beiden Becken waren zu dieser Zeit (unt. Sinémurien) bestimmt noch kaum differenziert. Später, nach der deutlichen Trennung in 2 Tröge, haben aber sicher beträchtliche Unterschiede in der Sedimentation bestanden; die Korrelation wird problematisch.

4. Beschreibung der Gesteinstypen und ihrer Lagerungsverhältnisse

4.1 Einleitung und Nomenklatur

Tabelle 1 gibt eine Übersicht über den Mineralbestand der verschiedenen makroskopisch im Feld unterscheidbaren Gesteinstypen. Im übrigen verweisen wir auf den unpublizierten Annex, wo auf ausgewählte Schlitte speziell eingegangen wird

(S. 20–46). Wir beschreiben im folgenden die Gesteine im Verband und geben ihre Lagerungsverhältnisse an.

Zu Tabelle 1:

- Hauptgemengeite (H): in grosser Menge vorhandene, verbreitete gesteinsbildende Mineralien ($>10\%$).
- Nebengemengeite (N): verbreitete, aber in geringeren Mengen vertretene gesteinsbildende Mineralien (10 – 2%).
- Akzessorien (a): in sehr geringen Mengen vorhandene Mineralien ($<2\%$).
- Übergemengeite (U): nicht in allen Schliffen beobachtete Mineralien, die jedoch lokal stark angereichert und wesentlich, d. h. als N bis H, am Gesteinsaufbau beteiligt sein können.

Korngrößenbezeichnung (vgl. im Text):

	Durchschnittlicher Korndurchmesser in mm ⁴⁾ bei prätriasischen Gneisen und Ophiolithen	bei mesozoischen Meta-Sedimenten
mittelkörnig		0,2 – 2
kleinkörnig	0,33 – 1	0,063 – 0,2
feinkörnig	0,1 – 0,33	< 0,063
sehr feinkörnig	< 0,1	

4.2 Prätriasische Gesteine

Sie bauen vor allem die südlich an unser Untersuchungsgebiet anschliessenden tieferen Elemente der Adula-Decke auf. Wir verweisen auf die ausführlichen Beschreibungen von KOPP (1923), JENNY (1923), MÜLLER (1958), VAN DER PLAS (1959) und EGLI (1966).

Grob können wir im Feld drei Gruppen, welche im allgemeinen feinkörnig bis kleinkörnig (vgl. 4.1) ausgebildet sind, unterscheiden:

a) *Chloritgrüne Glimmerschiefer*: Sie haben am SW-Rand unseres Gebietes den Hauptanteil am Aufbau der Unteren Valser Schuppen, sind monoton entwickelt, oft stark verfaltet und zeigen rostbraune Anwitterungsfarbe. Gelegentlich finden wir (ohne sichtbaren tektonischen Kontakt) 0,2 bis 2 m mächtige Gneisbänke eingeschaltet, welche in Lagen viel Albit führen können. Wir fassen die ganze Serie als *prätriasische Meta-Sedimente* auf, wollen aber einschränkend bemerken, dass verschiedene Autoren sich zur Genese dieser eingelagerten Gneise sehr vorsichtig oder überhaupt nicht äussern; einig sind sie sich lediglich über das prätriasische Alter. Die Glimmerschiefer gleichen sehr stark den phyllitischen Varietäten des Soja- sowie des helvetischen *Verrucano*.

b) *Phengitgneise*: Sie bauen die Kerne der Adula-Teillappen auf und werden heute im allgemeinen zum Grossteil als hercynisch intrudierte, saure Magmatite angesehen. Rb/Sr-Gesamtgesteinssalter ergeben hercynische Werte, allerdings mit grossem Fehler behaftet (mündl. Mitteilung Frau Prof. E. Jäger, vgl. auch JÄGER

⁴⁾ Vgl. 6.4: Korngrößenangaben metamorpher Sedimente sind problematisch.

et al. 1967). Eine Varietät ist besonders zu erwähnen: die *Augengneise*, im speziellen der Riesenaugengneis der Oberen Valser Schuppen.

c) Die relativ geringmächtigen (maximal 10 m), z. T. phengitischen, z. T. aber auch hellglimmerfreien *Gneiseinschaltungen im Aul-Lappen* sind schwierig genetisch zu beheimaten. Wir neigen am ehesten dazu, in ihnen randliche, kalifeldspatarme Anteile des hercynischen Intrusivkörpers zu sehen (vgl. VAN DER PLAS 1959). Grünliche, sehr feinkörnige bis feinkörnige Varietäten mit Aktinolith sind makroskopisch fast mit sehr feinkörnigen Prasiniten (Typ O3 in Tab. 1c) zu verwechseln. Gelegentlich fallen Gneise mit opakem Pigment auf, welche wahrscheinlich vergneiste prätriassische Meta-Sedimente darstellen. Sicher handelt es sich bei allen diesen Gneisen im Aul-Lappen nicht um mesozoische Bündnerschiefer-Quarzite, wie KOPP (1933) annahm; Vergesellschaftung mit Phengitgneisen und ein Vergleich mit den Gneisen des Fanella-Lappens unterstützen die Annahme, ihr Alter sei prätriassisch.

4.3 *Trias*

Die Trias ist (typisch für den penninischen Raum) immer stark zerrissen und meistens tektonisch in der Mächtigkeit reduziert; eine stratigraphische Abfolge kann in unserem Gebiet nirgends mit Sicherheit angegeben werden. Die dem *Quartenschiefer ähnlichen Phyllite* stellen bestimmt das metamorphe Äquivalent der obersten helvetischen Trias dar; die immer geringmächtigen Trias-Quarzite und -Dolomite könnten der unteren bzw. mittleren helvetischen Trias entsprechen, ebensogut aber auch stratigraphische Einschaltungen in die Quartenschiefer-Serie sein. Die *Trias ist im ganzen Gebiet ähnlich ausgebildet*. Immerhin fällt auf, dass graue Trias-Dolomite bei uns nur im Bereich des Aul-Lappens und der Grava-Serie auftreten. Die *Dolomite* zeigen oft die Struktur von sedimentären Brekzien (mit rekristallisierten Dolomitmikrit-Komponenten) und grosse idiomorphe Plagioklase (vgl. Schluss von 6.3). Der Rekristallisationsgrad des Mikrites in den Brekzienkomponenten konnte gelegentlich als brauchbares Hilfsmittel für die Zuordnung der Trias zu einer bestimmten tektonischen Einheit zugezogen werden, da der Dolomit in Nähe des Überschiebungshorizontes stärker rekristallisiert ist (vgl. unpubl. Annex, S. 40ff.). *Rauhwacken* sind vorwiegend an Schuppenzonen gebunden und durch Auswalzung entstanden; wir beobachten in ihnen oft regellos eingekreuzte bis faustgroße Bruchstücke benachbarter Gesteine. *Arkosen* finden wir nur in den Oberen Valser Schuppen, wo sie dem Riesenaugengneis auflagern. Ein spezielles Problem bildete die stratigraphische Zuordnung der *weissen Marmore*, welche vor allem im Aul-Lappen schön ausgebildet sind (vgl. Fig. 3). Zuerst zogen wir ihre Trias-Zugehörigkeit (vgl. KOPP 1933 und NABHOLZ 1945) in Zweifel, da in unserem Querschnitt weder aus der helvetischen noch aus der penninischen Trias weisse Kalkmarmore in so mächtiger Ausbildung bekannt sind. Nun konnten wir aber beobachten, dass sie – wenn auch selten – mit sicher triassischen Dolomiten, Quartenschiefer ähnlichen Phylliten und Quarziten verknüpft sind; zudem kommen sie geringermächtig auch in den ophiolithfreien Abfolgen der Soja-Decke vor, was wir als Indiz dafür werten, es könne sich nicht um durch Kontaktwirkung veränderte Bündnerschiefer-Marmore handeln. Die Möglichkeit, dass es sich um dedolomiti-

Tabelle 1a: Quantitative mineralogische Zusammensetzung der triassischen und prätriasischen Gesteine

Typ - Bezeichnung	Tektonische Einheit	Gesteinstypen	Anzahl Proben (-) mit Röntgendiffraktometer untersucht		Akzessorien (z.T. detritisch, z.T. Neubildungen) (unterstrichen: in allen Proben vorhanden)
			Quarz	Opakes Pigment (meistens Graphit)	
Tr 1 alle	Quartenschief.-ähnln. Phyll.	H-N	U	U	Gi, Ti, Ru, Zi, Or, Ap, Tu, OC, II, Py, Hä
Tr 2 GS, AL	hell- bis mi'gräue Dolomite	U	U	U ¹ a-N (a) a ⁵	17 (7) 8 (2)
Tr 3 alle	beige Dolomite	U	U	U ¹ a-N (a) a ⁵	14 (3)
Tr 4 alle	Rauhwicken	N	H	a N	1 (1)
Tr 5 alle	helle Schiefer, z.T. marm.	N	H	U ¹ N-H (a) (a) U ⁵ (a)	14 (3)
Tr 6 alle	weisse Marmore, z.T. dolom.	(a)	H	(a) ¹ a ⁵	8 (2)
Tr 7 GS, AL	w. Marm. m. grün. Schlieren	N-H	H	(a) ¹ a-N a-N ⁴	7 (1)
Tr 8 GS, TL	grünliche Quarzite	H	U	a N-H (a) (a) N (a)	5 (1)
Tr 9 alle	weisse Quarzite	H	(a)	a N-H a 5 (a)	7
Tr 10 OVS	(permo-)triasische Arkosen	H	H	H N-H N	3 (1)
PG 1 AL, UVS	praetrias. Glimmerschiefer	H	(a)	a H a H ⁴ (a)	3 (1)
PG 2 AL	helle, grünl.-beige Gneise	H	a-N (a)	H N-H U ⁵	5 (2)
PG 3 AL	grau-beige Gneise	H	U	(a) H ¹ H U ⁵ (a)	7 (1)
PG 4 AL	hellgrau bis hellgrüne, "massige" Gneise	H	U	(a) H ¹ U U ⁵ (a) (a) N	7 (3)
PG 5 AL	schwach gebänderte, h'gräue Gneise, selten grobkörnig	H	U	(a) U H N (a) (a) N-H	5
PG 6 AL	grüne Gneise, gut par'text.	H	U	U H N-H (a) (a)	5 (1)
PG 7 UVS, FL	grünl., schiefrige Gneise	H	(a)	U a-H N-H U ⁴ (a)	5
PG 8 AL	Phengitgneis	H	a	H H a (a)	2
PG 9 OVS, FL	weiss, l. phengit. Gneise	H	(a)	N-H N-H N U ⁴ (a)	5
PG 10 OVS, FL	phengit. Augengneise (inkl. Riesenaugengneis der OVS)	H	H	H H (a) ⁴ U U	4

Legende:

- GS** = Grava-Serie
AL = Au-Lappen
OVS = Obere Valser Schuppen
UVS = Untere Valser Schuppen
FL = Fanelia-Lappen
TL = Zone Piz Terri - Lunschania
H = Hauptgemengteil
N = Nebengemengteil
U = Übergemengteil
a = akzessorisch
 $(\)$ = nicht in allen Proben vorhanden

Indices:

- 1** = z. T. Oligoklas(-Andesin)
2 = nur am SW-Rand des Gebietes, im Fa-
nella-Lappen, gefunden
3 = Fundorte auf der Valser Seite
4 = Prochlorit
5 = Klinochlor und Pennin

sierten Dolomit handelt (vgl. SHEARMAN et al. 1961), ist nicht auszuschliessen; der weisse Marmor zeigt gelegentlich unregelmässig begrenzte Fetzen von beigem Dolomit. In diesem Fall sollten aber doch eigentlich am Kalkmarmor-Dolomit-Kontakt Übergangsstadien festgestellt werden können. Solche Übergänge konnten nirgends mit Sicherheit nachgewiesen werden. Weisse Marmore mit *grünen Schlieren* sind an die Ophiolith-Vorkommen gebunden (vgl. 4.5).

Die *Ablagerungsbedingungen* während der Trias sind in unserem Querschnitt kaum rekonstruierbar. Die Gesteine sind sicher seicht-marin abgelagert. Wahrscheinlich wies der Meerboden schon ein gewisses Relief auf, wie z. B. die Dolomitbrekzien zeigen. Wir haben in triasischen Gesteinen *nie Chloritoid* beobachten können, während er in den Quartenschiefern des Helvetikums weit verbreitet ist (vgl. M. FREY 1969a); liegt hier ein Beweis für küstenfernere Ablagerung der Trias in unserem Raum vor, wenn wir annehmen, dass Kaolinit (in rezenten Sedimenten sehr häufig in Küstennähe abgelagert) das Ausgangsprodukt für die Chloritoid-Bildung darstellt?

Triatische Gesteine sind bei uns praktisch *fossilleer*. In einem Dolomit wurden *Muschelschalen-Querschnitte* (? Prismenschicht, vgl. Annex, S. 20) sowie *pellets* gefunden.

4.4 Bündnerschiefer

4.4.1 Allgemeines, Ablagerungsmilieu

In NABHOLZ (1945) und in der vorliegenden Arbeit wurde versucht, die mächtigen Bündnerschiefer-Abfolgen der Adula- und Soja-Decke petrographisch und stratigraphisch zu gliedern (vgl. auch 3.). Eine im Feld mögliche Unterteilung in verschiedene Gesteinstypen wird in Tabelle 1b angegeben. Den überwiegenden Anteil am Aufbau der Bündnerschiefer-Abfolgen bilden in allen tektonischen Einheiten (abgesehen vom Aul-Lappen) die normalen, kleinkörnigen, *vorwiegend kalkigen Schiefer und Phyllite*, die einen wechselnden Sand- und Tongehalt besitzen und in denen z. T. dünne Marmor- oder Quarzitlagen eingeschaltet sind. Bei diesen «banalen» Bündnerschiefern ist eine weitere Gliederung nicht möglich, indem über Hunderte von Metern eine stete Wechsellagerung vorwiegend kalkiger, toniger oder sandiger Zusammensetzung mit allen möglichen Übergängen festgestellt werden kann. Primäre Ablagerungsverhältnisse lassen sich im Detail kaum rekonstruieren; sicher ist lediglich, dass die Sedimentation stark *detritisch beeinflusst* wurde und unter reduzierenden Bedingungen stattfand (hoher Pyritgehalt). Die tektonischen Bewegungen, verbunden mit Drucklösung der mobilen Phasen (vor allem Quarz und Calcit), und die Rekristallisation lassen nicht entscheiden, ob ursprünglich mehr Sedimentstrukturen vorhanden gewesen sind (vgl. auch 6.4). *Fossilien* (meistens Criniden-Trümmer) sind selten und fast ausnahmslos *schlecht erhalten*. Die «banalen» Bündnerschiefer unterscheiden sich in den verschiedenen tektonischen Einheiten petrographisch kaum voneinander. Wenn wir hingegen den Gesamtaspekt im Feld berücksichtigen, sind es paradoxe Weise Auswirkungen der Tektonik, welche uns die Zuordnung der Schiefer zu einer bestimmten tektonischen Einheit erleichtern; je grösser nämlich die mechanische Beanspruchung war, desto auffälliger sind die sekretionären Quarz-Calcit-Gänge entwickelt. So ist es z. B.

Tabelle 1b: Quantitative mineralogische Zusammensetzung der Bündnerschiefer (Legende und Indices vgl. Tab. 1a)

Tektonische Einheit	Bezeichnung des Typs	Gesteinstypen		Anzahl Proben (-) mit Röntgendiffraktometer untersucht	Akzessorien (z.T. detritisch, z.T. Neubildungen) (unterstrichen: in allen Proben vorhanden)
		B = Bündnerschiefer			
B 1	GS	sand. u. kalk. Schiefer u. Phyllite	H H (a)	a-N ¹ N-H U (a)	⁵ a Tu, Ru, Zi, Py, Hä
B 2	GS	hellgraue bis beige Albitquarze	H N-H	N-H a-H	⁵ a Ru, Ti, Zi, Tu, Ep, Ap, OC, Py, Hä
B 3	GS	Calcit-Albit-Schiefer	H N-H	H N (a)	⁵ N-H Ap
B 4	GS	dünne Marmoreinlagerungen	N-H H	¹ a-N	⁵ a Tu, Ru, Zi, Il, OE
B 5	GS	dunkle Lias-Dolomitbrekzien	H H a-H	a-N ¹ a-N (a)	⁵ a Tu, Gi, Ru, Zi, OE, Hä
B 6	AL	Aul-Marmor, versch. Varietäten	N-H H	(a) ¹ a-N	⁵ a Ti, Ru, Zi, Tu, Ep, Ap, OC, Py, Hä
B 7	AL	Kalkschiefer	H H a	U H N	⁵ a-N Ru, Zi, Tu, OC, Py, Hä
B 8	AL	Calcit-Albit-Schiefer	N-H U	¹ N-H (a)	⁵ a N Ti, Ru, Tu, OC, Il, Py, Hä
B 9	AL	dunkle Lias-Dolomitbrekzie	H N-H H	N N	⁵ a Tu, Ru
B 10	AL	ton. Quarze b. sand. Tonschiefer	H U (a)	(a) ¹ H U	⁵ N Tu, Ru, Zi, OC, Il, Py, Hä
B 11	OVS ³	Kalkschiefer	H H	N N	⁵ N Ru, Tu, OC, Hä
B 12	OVS	Calcit-Albit-Schiefer	H H	H N	⁵ N Ru, Zi, Tu, Py, Hä
B 13	?UVS	"Adula-Bündnerschiefer" d. ob. Val Stgira	H H H	H N H	⁵ N Tu, OC
B 14	TL	Serie F Tonschiefer d. jüng. Serie	N-H N-H N-H	H U a	⁵ H Py (als Nebengemengteile), Hä
B 15	TL	in Fig. 5 Kalkschiefer d. jüng. Serie	H H	a-H ¹ N-H	⁵ 2 (2)
B 16	TL	fast weisse Gneisquarze	H U	U N-H N-H	⁵ a-N Tu, Ru, Zi, OC, Py, Hä
B 17	TL	in Fig. 5 beige b. "gräue b. grünliche Gneisquarze"	H U	U ¹ H-N	⁵ 4 (2)
B 18	TL	d'gräue b. schwarze Gneisquarze	(a)	U N-H a	⁵ (a) PY, Ti, Ru, Zi, OC, Hä
B 19	TL	Serie D Lagensandkalke und Quarze	H U	U U (a)	⁵ a-N Ru, Zi, Tu, OC, Py, Hä
B 20	TL	Terri-Schiefer	H H	a-N N-H (a)	⁵ a-H Py, Ru, Zi, Tu, OC, Hä
B 21	TL	Serie C Terri-Schiefer, sandige Bänke	H N-H	U ¹ N-H a-N a	⁵ 15 (6)
B 22	TL	Terri-Schiefer, marmoriert	H-N H	U a-N a	⁵ a-N Ru, Zi, Tu, OC, Py, Hä
B 23	TL	Crin'marm. z. T. m. viel Detritus	N-H H	U ¹ U (a?) (a)	⁵ a-N Ti, Ru, Zi, Tu, Ep, OC, ?Il, OC, Hä
B 24	TL	Kieselstichnurmarmor, gebändert	H H	U ¹ U	⁵ 4 a OE, Ti, Ru, Zi, Tu, Ep, Hä
B 25	TL	Serie B Riffmarmor, weisse b. graue Var.	a-N H	a a	⁵ 3 a OE, Hä
B 26	TL	in Fig. 5 Gryphenmarmore, z. T. verschieft.	a-H H	(a) ¹ a-N	⁵ 8 (2) a Gi, Ru, Zi, Tu, OC
B 27	TL	dunkle Lias-Dolomitbrekzie	H H	¹ a a a	⁵ 4 (1) a Gi, Ru
B 28	TL	Tonschiefer, z. T. hart, gebändert	H (a) (a)	a-H U a-N U	⁵ N-H Tu, Py, Ti, Ru, Zi, OC, Hä 6 (4)

meistens mit Leichtigkeit möglich, die Terri-Schiefer (Serie C in Fig. 5) von den Phylliten der Grava-Serie mit ihrer Unzahl von Sekretionen abzutrennen.

Fossilmarmore, Lias-Dolomitbrekzien und Gneisquarzite stellen lithologische Bezugshorizonte dar; ihre Entwicklung ist charakteristisch für bestimmte tektonische Einheiten. Sie zeigten sich ihrer relativen Rigidität wegen weniger anfällig für tektonische Überprägung. *Primärstrukturen und Fossilien* blieben z. T. in relativ gutem Zustand erhalten. Die Lias-Dolomitbrekzien sind sicher im ganzen Gebiet des Adula- und Soja-Raumes auf ähnliche Weise gebildet worden; wir denken am ehesten an eine Art *Slope-Brekzie* an Schwellenrändern.

4.4.2 Bündnerschiefer der Grava-Serie

Die Grava-Serie ist vorwiegend aus monotonen, stark tektonisierten und kaverños verwitternden *Phylliten voller Quarz-Calcit-Adern* aufgebaut. Randlich eingelagert finden wir in sehr geringer Mächtigkeit (5-30 cm) Horizonte von Lias-Dolomitbrekzien (ohne Paragonit; mit fraglichem Oolith-Bruchstück, vgl. Annex, S. 23), Albitquarziten sowie atypisch entwickelten Calcit-Albit-Schiefern (vgl. 4.4.3).

4.4.3 Bündnerschiefer des Aul-Lappens

Die auffälligste Ausbildungsform von Bündnerschiefern ist im Aul-Lappen der einige hundert Meter mächtige *Aul-Marmor* (vgl. Fig. 3); er ist partienweise schiefrig ausgebildet und dann nicht immer leicht von den eigentlichen Kalkschiefern des Aul-Lappens zu unterscheiden. Der Aul-Marmor zeigt gelegentlich Kiesel schnüre sowie Crinoiden-Querschnitte, Kleingastropoden und an einer Stelle einen fraglichen Seeigel (vgl. Annex, S. 26); er dürfte also in einem ähnlichen Milieu wie die Fossilmarmore der Zone Piz Terri – Lunschania abgelagert worden sein. Am ehesten stellen wir uns eine relativ rasch subsidierende Schwelle vor, auf welcher detritische Zufuhr immer nur in untergeordnetem Masse stattfand.

Lias-Dolomitbrekzien sind im Aul-Lappen selten und führen keinen Paragonit; sie lassen sich im Feld nicht von denjenigen der Grava-Serie oder der Zone Piz Terri – Lunschania unterscheiden und zeigen gelegentlich Bryozoen-Querschnitte (vgl. Annex, S. 27). Im unteren Aul-Lappen sind *schwarze (Calcit-)Albit-Schiefer* weit verbreitet; Albit kann bis 60% des Mineralbestandes ausmachen. Die Albite zeigen *starke Pigmentierung* (makroskopisch: schwarz!), oft syn- bis postkinematisches Wachstum und schliessen in seltenen Fällen feinststengeligen Aktinolith (nie in der Grundmasse) ein. Der hohe Albit- und damit für Bündnerschiefer abnormal hohe Na-Gehalt ist durch einen *genetischen Zusammenhang mit den Ophiolithen* am besten erklärbar. Aktinolith finden wir zudem sonst nur in Ophiolithen und einigen prätriasischen Gneisen, auch neugebildeter Epidot ist normalerweise in Bündnerschiefern nicht vertreten. In unserem Falle scheinen folgende Erklärungen für den hohen Albitgehalt dieser Schiefer möglich – sie besitzen spekulativen Charakter, da eventuelle Primärstrukturen durch Metamorphose und Tektonik unkenntlich gemacht (vgl. z. B. 4.5.1) und zudem die Gesteine nicht geochemisch untersucht wurden:

- Bildung an Primärkontakte bei Extrusion (bzw. Intrusion nahe des Boden-Wasser-Kontaktes, d. h. bei schneller Abkühlung), Na-Zufuhr aus Ophiolithen

- (? oder aus dem Porenwasser), Albitbildung unter Reaktion mit Al der Hellglimmer in den Sedimenten;
- b) Vermischung von basaltischem und sedimentärem Material während der Extrusion (Tuff oder Asche);
- c) Na-Zufuhr während der Regionalmetamorphose.

Eine detritische Herkunft der Albite (Albit-Schüttung) kann wegen ihres oft eindeutig (syn- bis) postkinematischen Wachstums ausgeschlossen werden. Im Falle *b* würde man eigentlich viel mehr Mg bzw. Chlorit im Gestein erwarten. Am vernünftigsten scheinen uns die Erklärungen *a* und *c* (evtl. kombiniert), wobei uns Beispiele primärer Albitisierung aus der Literatur nicht bekannt sind (vgl. 4.5.2).

4.4.4 Bündnerschiefer der Valser Schuppen

In den Valser Schuppen zeigen die Bündnerschiefer in unserem Gebiet keinen wesentlich anderen Aspekt; sie sind am ehesten mit den Grava-Phylliten vergleichbar. In 2.1.4 haben wir auf die Relikte von Adula-Mesozoikum in der oberen Val Stgira hingewiesen, die wir tektonisch in ähnlicher Stellung wie die Unteren Valser Schuppen einordnen. In diesen geringmächtigen Bündnerschiefern konnten Bryozoen-Querschnitte beobachtet werden (vgl. Annex, S. 27).

4.4.5 Bündnerschiefer der Zone Piz Terri – Lunschania

Ihre Sedimente sowie deren Ablagerungsmilieus und Lagerungsverhältnisse wurden bereits in 2.2 und 3. ausführlich besprochen. Als lithologische Bezugshorizonte brauchbar sind Fossilmarmore, Tonschiefer, Gneisquarzite und die Quarzite der Lagensandkalk-Serie (vgl. Fig. 5). In den *Fossilmarmoren* werden relativ häufig Gryphäen, Crinoiden, Seeigel, Kleingastropoden, Bryozoen und fragliche Milioliden gefunden (vgl. Annex, S. 28ff.), wobei allerdings nur die *Gryphäen* (vgl. 1.4) biostratigraphischen Leitwert besitzen. Die eigentlichen *Terri-Schiefer* (Serie C in Fig. 5) zeigen nur in Ausnahmefällen mikroskopisch kleine, kümmerliche Crinoiden-Querschnitte (vgl. Annex, S. 29ff.) und erweisen sich sonst als fossilleer. Im Zusammenhang mit den *Gneisquarziten* (vgl. 2.2 und 3.) bleibt lediglich anzufügen, dass die detritischen *Kalifeldspäte* höchstwahrscheinlich aus im Süden abgetraginem Kristallin stammen. Sie zeigen den gleichen «dusty» Habitus (vgl. VAN DER PLAS 1959), Mikroklingitterung und perthitische Entmischung wie die Kalifeldspäte der prätriasischen Augengneise im Fanella-Lappen und den Valser Schuppen (vgl. Annex, S. 24). Die Gneisquarzite zeigen einen kontinuierlichen Übergang zu den Schiefern der jüngeren Serie; Kalifeldspat bzw. Albit verschwindet, und gleichzeitig nimmt der Calcit-Gehalt zu. Die dunklen *Lias-Dolomitbrekzien* sind, im Gegensatz zu denjenigen des Adula-Mesozoikums, paragonitführend. Ein Unterschied in der Ausbildung der *Kalkschiefer der Darlun-Zone* (vgl. 2.2.5) besteht nur insofern, als diese deutlich weniger Quarz-Calcit-Sekretionen als die Terri-Schiefer der anderen tektonischen Untereinheiten zeigen (vgl. 5.).

4.5 *Ophiolithe und Mischgesteine*

4.5.1 *Allgemeines, Definitionen*

Das Auftreten von Ophiolithen ist in unserem Gebiet ausschliesslich auf die tektonischen Elemente der Misoxer Zone (insbesondere den Aul-Lappen) beschränkt. Wir verwenden im vorliegenden Text den Begriff «Ophiolith» in Anlehnung an frühere Autoren, welche darunter Gesteine eines initialen Magmatismus in Zusammenhang mit einer Orogenese verstanden. In unserem Gebiet sind nur *gabbroid-basaltische Ophiolithe* vertreten; Serpentinit fehlt (vgl. aber NABHOLZ 1945). Im Felde lassen sich die in Tabelle 1c angegebenen Ophiolith-Typen unterscheiden. Sie sind feinkörnig bis kleinkörnig ausgebildet und besitzen sehr oft poikiloblastische Struktur. Meist handelt es sich um *Prasinit*; Gesteine mit extremem Chemismus sind selten. Im oberen Aul-Lappen fanden wir einen mächtigen Horizont, welcher zu 80% aus Chlorit besteht (Typ OS 10 in Tabelle 1c); wir interpretieren diese Lage als *metamorphen Tuff*. Die Prasiniten lagern in 1-50 m mächtigen, verfalteten Horizonten *konkordant* zwischen Bündnerschiefern, Trias und prätriasischen Gneisen. Die einzelnen Horizonte sind im allgemeinen uniform ausgebildet und lassen vom Rand zum Zentrum keine Änderungen in Korngrösse oder Mineralbestand erkennen. In Ausnahmefällen beobachten wir eine *Gabbro- bzw. Dolerit-Relikstrukturen*, welche diffus-schlierenförmig immer nur im Zentrum der mächtigeren Prasinit-Horizonte auftritt (vgl. 4.5.3).

An primären, nicht tektonischen Kontakten zum Nebengestein (vgl. 4.5.2) ist der Prasinit oft stark gebändert (chlorit- bzw. epidotgrün, im mm- bis cm-Bereich). Die Epidot-Bänder haben sehr oft die Form langgezogener Linsen, sind aber selten mehr als 2 cm mächtig (vgl. Fig. 7). Da diese Bänderung meistens an nichttektonische Kontakte zum Nebengestein gebunden ist, interpretieren wir die Strukturen als durch die Metamorphose praktisch *unkennlich gemachte «pillows»* oder *Meta-Hyaloklastite, s.l.* (vgl. DIETRICH 1969).

In einem Block (Lokalgletscher) wurden ebenfalls fragliche, rundliche ?Minipillows, z. T. mit Epidot-Rand (Maximaldurchmesser 5 cm), die in prasinitischer Grundmasse schwimmen, entdeckt (vgl. Annex, S. 31).

DIETRICH (1969) zeigt sehr schön, wie in der Platta-Decke bei höhergradiger Metamorphose die Primärstrukturen verschwinden und bereits in der untersten Grünschieferfazies nicht mehr identifizierbar sind; unsere Interpretation ist also auf jeden Fall mit Vorsicht zu geniessen.

Als *Mischgesteine* (bzw. «*Ophistromatite*») bezeichnen wir eine dünnsschichtige Wechsellegerung (mm- bis cm-Bereich) von ophiolithischem und sedimentärem Material, welches meistens bereits im Feld erkannt wird (Sedimentlagen schwarz, Ophiolithlagen grün), ebenfalls Prasiniten mit abnormal hohen Calcit-, Quarz- und Hellglimmer-Gehalten. Sie sind nicht immer an Ophiolith-Kontakte gebunden, sondern können auch isoliert, z. B. in prätriasischen Gneisen zusammen mit Bündnerschiefern (oft Calcit-Albit-Schiefern), auftreten (zur Genese vgl. 4.5.3). Der *Ophistromatit der Grava-Serie* (Typ OS 1 in Tabelle 1c) tritt als 2 m mächtige, lateral rasch auskeilende Linse, deren Lagerungsverhältnisse nicht beurteilt werden können, auf.

Tabelle 1c: Quantitative mineralogische Zusammensetzung der Ophiolithe und Mischgesteine (Ophiostromatite)

Legende und Indices vgl. Tab. 1a

Tektonische Einheit	Bezeichnung des Typs	Gesteinstypen	Anzahl Proben (-) mit Röntgendiffraktometer untersucht									
			Akzessorien (z.T. detritisch, z.T. Neubildungen (unterstrichen: in allen Proben vorh.)									
O 1	AL	d'grüne Prasiniten, z.T. grobkörnig, z.T. m. cm-mächt. Epidot-schlieren	U	U	H	N	⁴ H	U	N-H	<u>Ti</u> , Tu, Py, Hä	7	
O 2	AL	hellergrüne Prasiniten	a	U	H	U	⁵ H	U	(a) N-H	<u>Ti</u> , OE, Hä	11 (2)	
O 3	AL	s. feinkörn. grünl.'graue Ophiolithe	U	U	H	a	⁵ N	H	N-H	<u>Ti</u> , II, OE, Hä	3	
O 4	AL	d'grüne Oph. m. grossen Hornblenden	a	H	H	⁴ N	a	H	H	<u>Ti</u> (als N), OC, OE, Hä	1	
O 5	AL	Oph. m. ?reliktischer Gabrostruktur	a	H	H	N	N	H	N	<u>Ti</u> (als N), OE, Hä	1	
O 6	AL	Oph. m. grossen Klinozoisiten	H	H	H			a	H		1	
O 7	AL	stark zerschert. ophiolith. Phyllit	(a)	U	(a)	a-H	⁵ a	H	(a)	(a) <u>Ti</u> , OE, Hä	3 (2)	
O 8	OVS ³	d'grü. Oph. m. ?relikt. Gabrostruktur.	N	H	N	⁴ H	a	a	N	<u>Ti</u> (als N), Ap, OE	1	
O 9	OVS ³	dunkelgrüner Prasinit	N	a	H	⁴ H	a	a	N	<u>Ti</u> (als N), OC, OE, Hä	1	
OS 1	GS	Ophiostromatit-Linse	H	H	H	⁴ H			a	Tri, Ru, Zi, Ap, OE	1	
OS 2	AL	Ophistr. a. Kont. zw. Kk'schief. u. Oph.	a	N	H	⁵ H	a	H	H	Tri, Tu, OE, Hä	1	
OS 3	AL	Ophistr. zw. Trias u. Kalkschiefern	N-H	U	a	N-H	N	a		<u>Ru</u> , <u>Zi</u> , <u>Ti</u> , Ap, OC, Py, Hä	5 (1)	
OS 4	AL	Ophistr. a. Kont. zu kk-sa BÜ'schief.	H	H	H	⁴ a		a		<u>Ti</u> , OE, Hä	1	
OS 5	AL	Ophistr. a. Kont. zu Cc-Alb-Schiefer	U	H	a-H	⁵ H	U	U	a	<u>Ti</u> , Zi, Tu, OE, Hä	8 (1)	
OS 6	AL	Ophistr. a. Kont. zu weissem Marmor	N	H	N	⁵ H			a	<u>Ti</u> , OE, Hä	1	
OS 7	AL	Ophistr. in praetriasischen Gneisen	N	H	H	a	N		(a) <u>Ti</u> , Zi, OE, Hä	1		
OS 8	AL	Gneisen und Ophiolith	N	a	H	⁵ H	a	a	<u>Ti</u>		1	
OS 9	AL	Ophistr. cm-mächt. Lagen in Kk'schliefern, in Nähe eines Ophioliths	H	H	a	H	H		a	Ru, Zi, Tu, OC, Hä	1	
OS 10	AL	Ophistr. Lage i. Kk'schief. (?Tuff)	U	H	a	⁵ H			a	<u>Ti</u> (als N), Py, Hä	2	

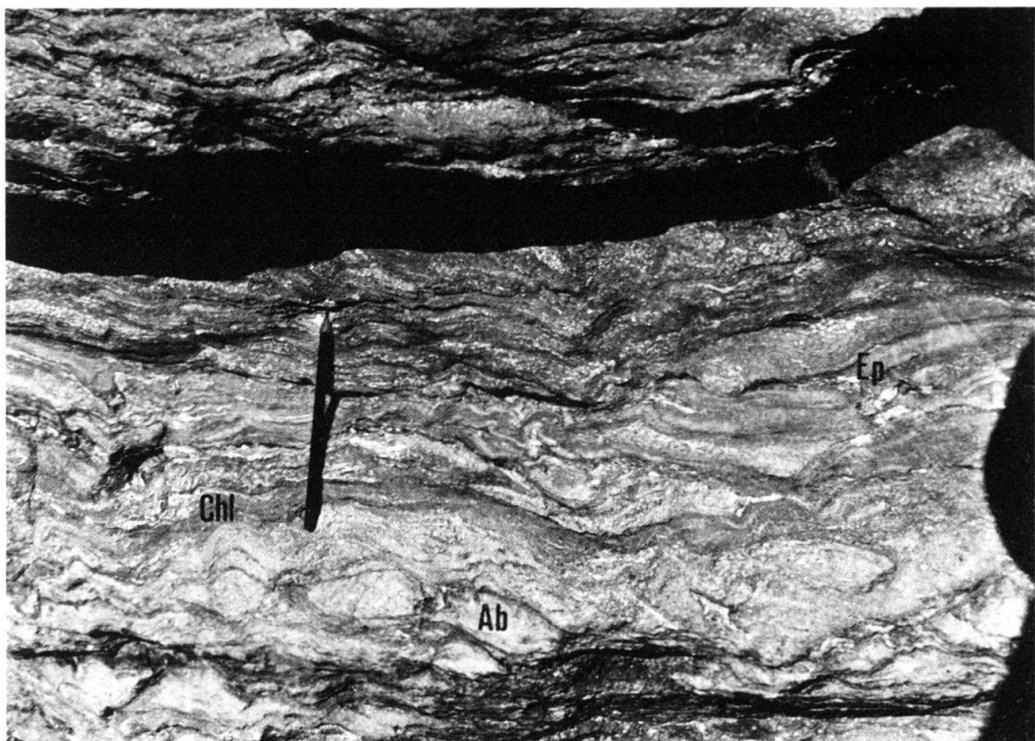


Fig. 7. Gebänderter Prasinit (Erläuterungen vgl. Text).

Ab = albitreiche Partien

Ep = epidotreiche Partien

Chl = chloritreiche Partien

4.5.2 Kontakte der Ophiolithe zu ihren Nebengesteinen (vgl. unpubl. Annex, S. 32 ff.)

Wir können im Aul-Lappen, wo die Ophiolithe mit den verschiedensten Nebengesteinen vergesellschaftet sind, sowohl eindeutig *tektonische Kontakte* (a) wie eindeutig *nichttektonische Kontakte* (b) feststellen. Im Verband mit weissen Marmoren wurden fast ausschliesslich tektonische Kontakte beobachtet, die anderen Nebengesteine zeigen beide Arten.

a) *Tektonische Kontakte*. Anzeichen von Relativbewegungen zwischen Ophiolith und Nebengestein finden wir sehr häufig am Kontakt zwischen Ophiolith und (Calcit-)Albit-Schiefern (vgl. Fig. 7) bzw. weissen Trias-Marmoren (vgl. Annex, S. 32). Die weissen Marmore «mit grünen Schlieren» kommen nur am Kontakt zu Ophiolithen vor; sie enthalten gelegentlich eingeschuppte Prasinitlinsen und noch 5 m vom Kontakt entfernt authogene Mineralien wie Chlorit, Titanit und Epidot, selten auch blaugrüne Hornblende. Wir schreiben diese Neubildungen der Ionen-diffusion während der Metamorphose zu. Kurz ein Beispiel eines schön ausgebildeten tektonischen Kontaktes (Koord. 728.080/164.260/2520 m):

In Figur 8 erkennen wir oben einen kompakten Prasinit (Paragenese 64 in Tab. 2b); Aktinolith ist in grösseren Stengeln subparallel zum Kontakt angeordnet. In der Bildmitte fällt die stark verschieferte Zone mit Quarz-Calcit-Adern auf; der Grünschiefer enthält hier 70% feinststengeligen Aktinolith, während der Albit-Gehalt fast auf Null zurückgeht (Paragenese 62 in Tab. 2b). Aktinolith ist in zwei



Fig. 8. Tektonischer Ophiolith-Kontakt (Erläuterungen vgl. Text).

Schieferungsflächen jeweils parallel angeordnet; bis 3 mm grosse Aktinolithe (mit Kern von brauner Hornblende) liegen in s_1 ⁵), sind aber nach s_2 zerrissen, wobei sich in den Rissen nach s_2 angeordnete, feinststengelige Aktinolithe gebildet haben. Am linken unteren Bildrand ist (schlecht erkennbar) ein Mischgestein aufgeschlossen (Paragenese 75 in Tab. 2b, nur am Kontakt zu Ophiolithlagen aktinolithführend); es zeigt zum reinen Grünschiefer mit der Paragenese 62 einen *scharfen, allerdings verfalteten Kontakt* und führt viel wahrscheinlich posttektonisch gebildeten Albit (Interngefuge). Mögliche Erklärungen für diese Albitisierung wurden in 4.4.3 gegeben. Auffällig an der verschiefererten mittleren Partie ist der hohe Aktinolith- und zugleich niedrige Albit-Gehalt, verglichen mit dem hangenden, kompakten Ophiolith. Er könnte einerseits tektonisch (vgl. auch VAN DER PLAS 1959), anderseits primär-chemisch (braune Hornblende nur in Paragenese 62) bedingt sein. Bevorzugte Bildung von Aktinolith in Bewegungszonen ist deshalb nicht auszuschliessen, weil im oberen Aul-Lappen, wo die Prasinite sonst immer aktinolithfrei sind, dieses

⁵) Unter s_1 bzw. s_2 verstehen wir im Allgemeinfall die in nicht orientierten Dünnschliffen erkennbaren Schieferungsgenerationen.

Mineral plötzlich unmittelbar an der tektonischen Grenze zur Grava-Serie auftritt. Als eindeutiges *Indiz für Relativbewegungen* deuten wir die *zerrissenen Amphibole* sowie die am Kontakt bereits makroskopisch auffallenden *Quarz-Calcit-Adern*.

Eine quantitative Abschätzung des Verschiebungsbetrages aus der Art der Gefüge, die postdeformativ getempert wurden, ist unmöglich. Wir glauben dabei aber nicht an grosse Bewegungen im Sinne der Plattentektonik (vgl. 4.5.3).

b) *Nichttektonische Kontakte*. Sie konnten im Aul-Lappen häufig an Vergesellschaftungen von Ophiolithen mit Bündnerschiefern (nicht immer Calcit-Albit-Schiefer, in seltenen Fällen sogar Aul-Marmor) bzw. mit prätriasischen Gneisen (z. B. Paragenese 77) beobachtet werden (vgl. Annex, S. 32), wobei der Kontakt scharf erscheint. Die Gesteine sind beidseits kompakt und zeigen makroskopisch keine Spuren von Verschieferung. Die in Figur 7 abgebildete Zone mit Epidot-Bändern liegt ebenfalls über einem nicht verschuppten Kontakt mit Mischgesteinen (Paragenese 70 in Tab. 2b), welche ihrerseits die grünen Chlorit-Hellglimmer-Lagen über eine Distanz von 5 m langsam verlieren und nach unten in normale Kalkschiefer übergehen. Auch die Kontakte zwischen Ophiolith und Calcit-Albit-Schiefer scheinen nicht immer tektonisch zu sein; der pigmentierte Albit zeigt hier gelegentlich Kataklase und wird von neugebildeten Glimmern «umflossen», ist also wahrscheinlich relativ alt; dies brachte uns auch dazu, eine primäre Albitisierung während der Platznahme des Magmas nicht zum vornherein auszuschliessen (vgl. 4.4.3).

Wir haben keine sicheren Anzeichen für Primärkontakte gefunden, was aber Intrusion eines basaltischen Magmas nicht ausschliesst (vgl. z. B. GARRISON et al. 1973), da in wassergesättigten Sedimenten die Wärme durch zirkulierendes Porenwasser rasch abgeleitet werden kann⁶).

4.5.3 Genese

Eine tektonische Platznahme der vorliegenden Ophiolithe im Sinne von Plattenverschiebungen ist unwahrscheinlich. Schon im Feld gewinnt man den Eindruck, innerhalb der durch weisse Marmore voneinander getrennten Teillappen hätten sich nur kleine Relativbewegungen im Zusammenhang mit der Faltung (Biegegleitbewegung) abgespielt. Die Ophiolithe sind zu wenig mächtig, um als selbständige verfrachtete oberste Teile einer ozeanischen Kruste interpretiert zu werden; zudem können die Adula-Gneise, die den Sockel des Adula-Mesozoikums bilden, schwerlich Anteile einer ozeanischen Kruste sein. Am Faltschonhorn lagern an verschiedenen Stellen innerhalb der Teillappen mehrere geringmächtige (1-2 m) Ophiolith-Niveaus übereinander, was ebenfalls viel eher den Eindruck einer primären Abfolge als einer tektonischen Verschuppung erweckt – um so mehr, als hier nirgends triasische Gesteine auftreten.

⁶) Lithifizierung ist eine Funktion des Alters und der sedimentären Überlastung; die Sedimentationsrate der Bündnerschiefer ist nicht abzuschätzen, da wir weder die Dauer der Sedimentation noch die primären Mächtigkeiten kennen; wir könnten uns aber vorstellen, dass zur Zeit der Magmenförderung in beträchtlichem Masse Porenwasser in den obersten Sedimentschichten vorhanden war, um so mehr, als im Pazifik (allerdings geringe Sedimentationsrate!) nur schwach lithifizierte Sedimente unterkretazischen Alters erbohrt wurden.

Wir könnten uns, analog DIETRICH (1969), einen Magmatismus an Schwellenrändern entlang Bruchzonen vorstellen, wobei ein Teil des Magmas nicht weit unterhalb der Sediment-Wasser-Grenzfläche in wasserhaltige Sedimente intrudierte, ein anderer Teil als Lava auf den Meeresboden ausfloss. Als Indiz für Intrusion werten wir die Gabbro-Reliktstrukturen (Gabbros bzw. Dolerite sind oft im Zentrum von Lagergängen ausgebildet, vgl. auch NABHOLZ 1945, s. 63); für Extrusion könnten die fraglichen metamorphen Tuffe (Typ OS 10 in Tabelle 1c) sowie Bänderungen (vgl. Fig. 7) sprechen. Die Serpentinite im Querschnitt des Valser Tals (vgl. NABHOLZ 1945) könnten aus einem ultrabasischen, etwas (aber nicht wesentlich) tiefer liegenden Stockwerk eines differenzierten Magmas stammen, das alpidisch aufgedrungen ist. Die Ophiolithe in unserem Gebiet sind sicher *älter* als die Hauptfaltung (B_3), da sie zusammen mit den Sedimenten nach (B_2 und) B_3 verfaltet wurden (vgl. 5.). Die echten Mischgesteine (vgl. 4.5.1) sind höchstwahrscheinlich nicht tektonisch, sondern durch Infiltration von ophiolithischem in sedimentäres Material entstanden.

5. Tektonik

5.1 Allgemeines

So übersichtlich die Großstrukturen sind, so komplex erscheint die Tektonik im kleinen. Es erwies sich als zeitlich unmöglich, im Rahmen der vorliegenden Arbeit kleintektonische Untersuchungen im Detail zu betreiben.

VOLL (vgl. NABHOLZ & VOLL 1963) hat auf eindrückliche Weise das nördlich anschliessende gotthardmassivische Mesozoikum kinematisch-tektonisch analysiert und dabei festgestellt, dass die Verhältnisse nach Süden immer komplizierter werden. Die kleintektonische Arbeitsweise erfordert eine grosse Anzahl von orientierten Dünnschliffen, wozu in erster Linie strukturell und nicht unbedingt auch für den petrographischen Überblick interessante Proben geschlagen werden. Im folgenden möchten wir auf einige uns wichtig scheinende Beobachtungen kleintektonischer Art eingehen.

Die tektonischen Phasen haben die Gesteine ausgesprochen *selektiv überprägt*; während die inkompetenten Horizonte (z. B. «banale» Bündnerschiefer, vgl. 4.4.1) bereits im Handstück, aber dann vor allem im Aufschluss (mit Hilfe von Quarz-Calcit-Adern, vgl. NABHOLZ & VOLL 1963 und unpubl. Annex, S. 36ff.) mindestens 4 verschiedene Faltungen und Schieferungen erkennen lassen (4 Phasen nur in verdickten Kurzschenkeln), wurden in kompetenten Gesteinen nie mehr als 3 Phasen entdeckt, wobei sich die dritte als Faltung und Schieferung nur im Aufschluss- und Grossbereich äussert. In sehr inkompetenten Horizonten bzw. tektonischen Einheiten (z. B. Grava-Serie) sind die Faltungen und Schieferungen nicht mehr überblickbar.

5.2 Gefüge und Interpretation

In Figur 10 wurden sämtliche im Feld und im Dünnschliff gemessenen Strukturen eingetragen, da im allgemeinen die kleintektonischen Elemente nicht näher indiziert werden konnten. Es mag überraschen, wie einheitlich das Bild trotz der