Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 38 (1945)

Heft: 1

Artikel: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental

Autor: Nabholz, Walther K.

Kapitel: C: Die Gesteinstypen und ihre stratigraphischen Lagerungsverhältnisse (Petrographie und Stratigraphie)

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160627

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: 27.07.2025

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

C. Die Gesteinstypen und ihre stratigraphischen Lagerungsverhältnisse (Petrographie und Stratigraphie).

Einleitende Bemerkungen (mit Tafel IV).

Die Schichtfolgen, die sich in den verschiedenen tektonischen Einheiten und Untereinheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes beobachten lassen, sind bei gegenseitigem Vergleich im einzelnen recht unterschiedlich entwickelt. Wir dürfen uns aber nicht damit zufrieden geben, die Schichtreihe jedes einzelnen tektonischen Elements auf Grund einlässlicher Felduntersuchungen im Detail festzustellen und für sich allein zu betrachten, sondern wir müssen darnach trachten, die verschiedenen tektonischen Einheiten durch stetes Vergleichen ihrer Schichtfolgen wie auch einzelner darin auftretender gleichaltriger Gesteinsbildungen miteinander in Beziehung zu bringen. Nur so werden wir unserem Endziel näher kommen, ein möglichst anschauliches Bild der faziesgenetischen Vorgänge allgemein zu gewinnen, indem wir die Wechselbeziehungen zwischen den einzelnen Faziesbezirken aufzuklären versuchen.

Wir nehmen hier deshalb die Schlussfolgerungen stratigraphischer und petrographischer Natur, die aus der eingehenden Untersuchung des Baues der einzelnen tektonischen Einheiten und Untereinheiten resultieren, vorweg. In Tafel IV sind unter Abstraktion jeder tektonischen Beeinflussung und Komplizierung die schematisierten Normalprofile der zu den verschiedenen tektonischen Einheiten gehörenden Schichtreihen einander gegenübergestellt. Aus dieser vergleichenden Darstellung sehen wir — im Grossen betrachtet — neben offensichtlichen Diskrepanzen doch auch mannigfache Analogien in der faziellen Ausbildung einzelner Gesteinshorizonte und stratigraphischer Niveaux.

Aus diesen Gründen ist es wohl am Platze, die lithologisch-petrographische und stratigraphische Beschreibung sämtlicher hauptsächlichen Gesteinstypen hier zusammenzufassen, unabhängig davon, ob sie im Untersuchungsgebiet nur in einzelnen tektonischen Untereinheiten oder über mehrere verteilt auftreten.

I. Praetriadische Gesteine.

Allgemeines (mit Tabelle a).

Im Raum der Aduladecke sind vortriadische Gesteine vertreten durch granitische Ortho- und Injektionsgneise, durch Casannaschiefer, die in Form von Paragneisen und Glimmerschiefern auftreten und durch amphibolitische Gesteine. Die tieferen tektonischen Teilelemente der Adula bis hinauf zum Zervreilerlappen und dem darüber liegenden Fanellalappen bauen sich mit Ausnahme der stets nur schmalen trennenden mesozoischen Muldenzüge völlig aus solchem Altkristallin auf, worüber die Arbeiten von G. Frischknecht, H. Jenny und J. Kopp (Lit. 37, 65 und 73) eingehend Aufschluss geben.

In den über den Fanellalappen liegenden Teilelementen des Adularückens, d. h. in den zum vorliegenden Untersuchungsgebiet gehörenden tektonischen Untereinheiten, nimmt die Beteiligung vortriadischer Schichtglieder von unten nach oben sukzessive ab. In den im Hangenden des Fanellalappens einsetzenden Unteren Valserschuppen finden wir noch eine deutliche Vorherrschaft von Paragneisen, Glimmerschiefern und Gneisen mit granitischem Mineralbestand; schon

in den Oberen Valserschuppen treten diese vortriadischen Schichtglieder gegenüber den mengenmässig weit überwiegenden Trias- und Jurasedimenten rapid zurück, sodass wir in der nördlichsten Zone nur noch einen einzigen grobaugigen Gneiszug als „kristallinen Kern", d. h. als stratigraphische Basis, dieser Serie antreffen. Im Aullappen schliesslich beschränkt sich das Vorkommen praetriadischer Gesteine auf einige spärliche und schmächtige Phengitgneiseinlagerungen, und in den höheren tektonischen Einheiten des Adularückens, der Gavaserie und dem Tomüllappen, fehlt jegliches Altkristallin.

Das vortriadische Kristallin unseres Untersuchungsgebietes kann nur im Zusammenhang mit dem Kristallin der tieferen Adula-Elemente umfassend studiert werden. Umgekehrt ist J. Kopp (Lit. 73) vorgegangen, indem er von den Verhältnissen im Zervreiler- und Fanellalappen ausgehend auch die Valserschuppen in den Kreis seiner Untersuchungen zog. Kopp kommt zum Schluss, beim Zervreilergneis handle es sich um das metamorphe Produkt eines granitischen Lakkolithen, dessen Intrusion im Anschluss an die herzynische Gebirgsbildung ins Oberkarbon anzusetzen sei. Zur gleichen Intrusionsperiode gehören die dem Mineralbestand nach als granitisch zu bezeichnenden Gneise der Valserschuppen, doch dürfte es sich hierbei — wie schon von H.P.Roothaan (Lit. 108 und 109) postuliert — in der Mehrzahl um Injektionsgneise handeln. — Die Paragneise und Glimmerschiefer werden von Kopp als Casannaschiefer gedeutet, d. h. zum Karbon gezählt. — Jedenfalls bleibt diese letztere Altersfrage aber noch ein offenes Problem, das aus dem Rahmen der vorliegenden Arbeit heraus nicht gelöst werden kann. Nach R. Staub (Hauptvortrag an der Jahresversammlung 1944 der Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft in Sils) könnte es sich bei diesem Parakristallin sehr wohl um vorpaläozoische, jotnische Serien handeln, während der Zervreilergneis (in Übereinstimmung mit der Ansicht Kopp's) analog zum Maloja-, Corvatsch- und Arollagneis einem herzynischen Intrusivkern angehören würde.

In der innerhalb des vorliegenden Untersuchungsgebietes im Liegenden der Aduladecke s. str. folgenden Zone von Lunschania fehlen vortriadische Schichtglieder. Erst bedeutend weiter westlich finden wir in dieser Zone den Soja-Verrucano.

Da zwischen den Ortho- und Injektionsgneisen einerseits, den Paragneisen anderseits verschiedentlich Übergänge bestehen, ist in Tabelle a die aus der mikroskopischen Untersuchung erkennbare Zusammensetzung einiger typischer Vertreter aller dieser Gesteinsgruppen vorgängig der detaillierteren Beschreibung zu Vergleichszwecken zusammengestellt.

1. Ortho- und Injektionsgneise.

Die Frage, ob in den dem Mineralbestand nach als granitisch zu bezeichnenden Gneisen der Valserschuppen reine Orthogneise s. str. vorkommen, oder wie weit es sich dabei um Injektionsgneise handelt, an deren Aufbau sich zur weit überwiegenden Hauptsache granitisches Intrusionsmaterial beteiligt, ist äusserst schwierig zu entscheiden. Im Komplex des Zervreilergneises finden wir den im ursprünglichen Ablagerungsraum dem hier zur Untersuchung stehenden Gebiet der Valserschuppen zunächst gelegenen Granitlakkolithen, der in den alpin dislozierten Formen heute noch als solcher klar erkennbar ist. Das Verdienst, dies nachgewiesen zu haben, gebührt Kopp (Lit. 73), während noch Roothaan (Lit. 108 und 109) auch den Zervreilergneis zu den Injektionsgneisen rechnete.

Der Zervreilergneis ist nach Kopp gekennzeichnet durch seine Hauptgemengteile: Orthoklas, Quarz, phengitischer Muskovit und Biotit. Dazu tritt Plagioklas, Epidot und zuweilen auch Granat. Orthoklas geht oft in Mikroklin über. Als Randfazies des Zervreiler-Granitkörpers müssen einesteils die porphyroblastisch ausgebildeten grobkörnigen Augengneise, andernteils die aplitischen, ausgesprochen feinkörnigen Gneisvarietäten betrachtet werden, die ebenfalls noch im Zervreilerlappen auftreten. Der Übergang von diesen aus der Randfazies des Granitlakkolithen entstammenden Gneisvarietäten zu den eigentlichen Injektionsgneisen ist durch die alpine Tektonik und Metamorphose weitgehend verwischt worden, eine Erscheinung, für die sich in

Tabelle a. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den Ortho-, bezw. Injektionsgneisen, den Paragneisen und den Glimmerschiefern.

Hauptgemengteile (HG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen in % abgeschätzt und mit dieser Prozentzahl in untenstehender Tabelle angegeben.
Nebengemengteile (NG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen um 5%. Übergemengteile (UG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen unter 5%.
Pfeilrichtungen: Richtung der Umwandlung einzelner Gemengteile.

Na-Kaliumfeldspat (Orthoklas und Mikroklin), z. T. perthitisch entmischt und serizitisiert	Quarz	Albit, z. T. einschlussreich	Biotit	Muskovit / Serizit	phengitischer Muskovit	Chlorit	Calcit und Karbonate	Epidot / Klinozoisit (Zoisit)	Apatit	Zirkon	Erz (Magnetit, Ilmenit etc.) Leukoxen, Titanit, Rutil	Schliff- & Handstück-Nr.	Numerierung für Tabelle a	Fundstelle und tektonische Zugehörigkeit: (Kartütschen, Auf der Matte, Teischera, Vallatschalp und Zum Hirt sind Lokalitäten auf der Ostflanke des Peilertales zwischen Vals und Valserberg) AUL = Aullappen OVS = Obere Valserschuppen UVS = Untere Valserschuppen		Gesteinsbezeichnung
40	20	25		5	NG →		UG	UG			UG	62	1	UVS	Kartütschen / Auf der Matte	flaseriger Augengneis
30	40	20		5	NG → UG		NG	UG				51	2	UVS	oberhalb Kartütschen	Augengneis
25	30	20			20				UG	UG	UG	57	3	UVS	Kartütschen / Auf der Matte	Phengit-Augengneis
35	25	10	NG	25					UG		UG	55	4	UVS	oberhalb Kartütschen	feinschichtiger Zweiglimmergneis
35	25	20		15	NG				UG		UG	52	5	UVS	oberhalb Kartütschen	feinkörnig-lagiger Gneis
20	25	40		10			UG	UG	UG		UG	50	6	UVS	oberhalb Kartütschen	feinkörniger heller Gneis
20	30	40		NG	→	NG		NG			UG	61	7	UVS	Kartütschen / Auf der Matte	feinkörniger heller Gneis
40	25	15			15				UG		UG	738	8	OVS	Vallatsch-Alp / Löchli	grobflaserig-augiger Gneis
40	30	20		6					UG		UG	790	9	OVS	Badstauden ob Vals-Therme	grobflaserig-augiger Gneis
25	40	10		20					UG		UG	116	10	OVS	Gratrippe ob Zum Hirt	grobflaseriger Augengneis
7	45	30			15				UG	UG	UG	528	11	OVS	Horn-Runse E ob Vals, ca. 1860 m	grobflaseriger „Riesenaugengneis“
10	60				25			UG	UG		UG	741	12	OVS	Badstauden W ob Vals-Therme	helles Injektionsband im „Riesenaugengneis“
	65				25						10	792	13	OVS	Badstauden W ob Vals-Therme	dunkle Schlieren im „Riesenaugengneis“
	80				17						UG	791	14	OVS	Badstauden W ob Vals-Therme	quarzitisches dichtes Band im „Riesenaugengneis“
10	20	25		25	NG			NG	UG	UG	NG	65	15	UVS	Bachrunse bei Teischera	grüner Injektionsgneis

Na-Kaliumfeldspat (Orthoklas und Mikroklin), z. T. perthitisch entmischt und serizitisiert	Quarz	Albit, z. T. einschlussreich	Biotit	Muskovit / Serizit	phengitischer Muskovit	Chlorit	Granat	Calcit und Karbonate	Epidot / Klinozoisit (Zoisit)	Apatit	Zirkon	Erz (Magnetit, Ilmenit etc.) Leukoxen, Titanit, Rutil	Schliff- & Handstück-Nr.	Numerierung für Tabelle a	Fundstelle und tektonische Zugehörigkeit (AUL = Aullappen; OVS = Obere Valserschuppen; UVS = Untere Valserschuppen)		Gesteinsbezeichnung
25	10	35			25			UG		UG	UG	UG	716	16	AUL	WNW oberhalb Brennhof (Nufenen)	feinkörniger gebänderter Phengitgneis
	30	40			25			NG		UG		UG	728	17	AUL	Älpliwald WSW Nufenen	feinkörnig dichter Phengitgneis
	25	40			30					UG	UG	UG	720	18	AUL	WNW oberhalb Brennhof (Nufenen)	feinkörnig dichter Phengitgneis
	20	55		10		10 ←		UG		UG	UG	UG	60	19	UVS	Kartütschen / Auf der Matte	Chlorit-reicher Paragneis
		40		10		25		20				UG	69	20	UVS	Bachrunse bei Teischera	Chlorit-reiche Partie im Paragneis
	15	35		20		15 ← UG			10			UG	74	21	UVS	Bachrunse bei Teischera	quarzitisch aussehender Paragneis
	30	35		25				5		UG	UG	UG	76	22	UVS	am Peilerbach unterhalb Teischera	Glimmer-reicher Muskovit-Paragneis
	50	30		5		10				UG	UG	UG	79	23	UVS	südlich Auf der Matte	quarzitisch aussehender Paragneis
	40	25		18		7 ←		UG		UG	UG	UG	72	24	UVS	Bachrunse bei Teischera	rostig anwitternder Paragneis
	40	15		35		7	UG			UG	UG	UG	78	25	UVS	südlich Auf der Matte	grobflaserig körniger Paragneis
	50	15		20		5	UG			UG	UG	UG	75	26	UVS	Bachrunse bei Teischera	grüner flaseriger Paragneis
	45			25		5		20		UG		UG	64	27	UVS	Bachrunse bei Teischera	knolliger Glimmerschiefer
	45			40		5	7	UG		UG		UG	80	28	UVS	Tobel südlich Auf der Matte	quarzitisch aussehender Glimmerschiefer

anderen alpinen Gebieten manches entsprechende Gegenstück nachweisen lässt (z. B. beim Malojagneis). Im Mineralbestand findet dieser Übergang nach KOPP seinen Ausdruck im Zurücktreten des Biotits zugunsten des phengitischen Muskovits; ausschlaggebend aber ist vor allem die makroskopische Feldbeobachtung. Es entstehen dann die Lagengneise mit ihrem Wechsel aplitischer weisser Bänder mit phengitischen Lagen, wie wir sie vor allem aus dem Fanellalappen kennen. Längst bekannt und am besten studierbar sind solche Injektionsgneise in den kleinen Steinbrüchen am rechtsseitigen Ausgang der Peilerschlucht ob Vals-Vallé, wo seit langem die für das Dorf Vals so charakteristischen, schönen Dachplatten gewonnen werden. Von ROOTHAAN (Lit. 109) stammen zwei Analysen aus diesem Vorkommen, später nochmals wiedergegeben im „Chemismus schweizerischer Gesteine" (Lit. 93) als Nr. 157 und 158 auf pag. 193/195. Nun lässt sich aber durch Feldbeobachtung feststellen, dass durch die Injektion nicht etwa immer diese typische Bänderung hervorgerufen wird, sondern, dass sie teils durch Augenbildung abgelöst werden kann, teils durch die alpine Tektonik völlig verwischt worden ist.

Diese aus den Untersuchungen des Zervreiler- und Fanellalappens gewonnenen Feststellungen sind bei Betrachtung der Na-Kaliumfeldspat-führenden, d. h. dem Mineralbestand nach granitischen Gneise der Unteren und Oberen Valserschuppen von grösster Wichtigkeit. Die wenig umfangreichen Vorkommen solcher Gneise stellen uns hier vor die Frage, ob und wie weit es sich dabei um tektonische Schürflinge aus der Randfazies des eigentlichen Granitlakkolithen oder aber aus dessen Injektionszone handelt.

Betrachten wir die Gruppe der auf Tabelle a zuerst dargestellten Na-Kaliumfeldspatgneise aus dem kristallinen Kern der Unteren Valserschuppen, (Nr. 1—7), so sehen wir im Mineralbestand gegenüber dem Zervreilergneis folgende Unterscheidungsmerkmale: bis auf eine einzige unbedeutende Ausnahme Fehlen des Biotits unter gleichzeitiger Zunahme des Albitgehalts. Letzteres würde entweder für eine Herkunft aus der Injektionszone sprechen, indem die Albitvormacht auf ein den Paragneisen entsprechendes Substrat zurückgeführt werden könnte; allerdings deuten sonst keine äusseren Anzeichen wie aplitische Bänderung usw. darauf hin. Oder aber man könnte für die Albitvormacht evtl. auch eine Na-reiche Spätphase oder Randphase verantwortlich machen.

a) Mineralbestand.

Vor Betrachtung der einzelnen Gesteinstypen unter den Ortho- und Injektionsgneisen sind einige allgemein zutreffende Bemerkungen über ihren Mineralbestand am Platze.

Feldspäte.

Unter dem Begriff Na-Kaliumfeldspat werden hier nach dem Vorschlag von E. NIGGLI (Lit. 89, pag. 63 u. 64) Orthoklas und Mikroklin sowie ihre perthitischen Abarten zusammengefasst; Mikroklin überwiegt aber bei weitem. Sofern dem Mikroklin die charakteristische Gitterstruktur fehlt, wird die Unterscheidung gegenüber Orthoklas bei der gewöhnlichen Dünnschliffuntersuchung schwierig. Mit Hilfe der Drehtischuntersuchung konnte in einigen solchen Fällen der fragliche Na-Kaliumfeldspat als unverzwillingter Mikroklin nachgewiesen werden. Es darf deshalb vermutet werden, dass durchwegs der trikline Na-Kaliumfeldspat, d. h. Mikroklin vorliegt. Die Na-Kaliumfeldspäte zeigen von allen Gesteinsgemengteilen weitaus die stärkste Neigung zur Bildung von Porphyroblasten. In den Augengneisen bilden sie die Augen. Hand in Hand damit geht die kataklastische Deformation, die bei den Na-Kaliumfeldspat-Porphyroblasten meist am schönsten zum Ausdruck kommt.

Durchgehend und in allen Schliffen kann die Entmischung unter Albitbildung, häufig auch die Albitisierung der Na-Kaliumfeldspäte beobachtet werden. Perthitische und mikroperthitische Entmischung fehlt in keinem Schliff. Neben der als eigentliche reine Entmischung aufzufassenden Perthitbildung kann nun aber auch die in neuester Zeit in vielen alpinen Gneisen und Graniten nachgewiesene Albitisierung unter Na-Zufuhr festgestellt werden. Dazu rechnen wir die unregelmässiger geformten, meist grösseren albitischen Partien innerhalb der Na-Kaliumfeldspäte, die häufig in Schachbrettstruktur auftreten. Ebenfalls als Folge dieser Albitisierung können oft Anwachsränder von neu gebildetem und deshalb etwa poikiloblastischem Albit entstehen, die an den in der Schieferungsrichtung gelegenen Enden der Na-Kaliumfeldspat-Porphyroblasten angewachsen sind. Die Albitisierung kann so weit gehen, dass einzelne Albitindividuen — wie ihrer Form nach zu schliessen ist — als Pseudomorphosen nach Na-Kaliumfeldspat aufgefasst werden müssen, d. h. also völlig albitisierte Na-Kaliumfeldspat-Idioblasten darstellen dürften.

Der im Grundgewebe xenoblastisch in Körnern von rund 0,2 mm Durchmesser mit Quarz verzahnte Plagioklas lässt sich fast immer als Albit identifizieren; seltener tritt Albit-Oligoklas auf. Es handelt sich hierbei wohl am ehesten um das natronreiche Umwandlungsprodukt primär entstandenen basischeren Plagioklases. Für schon primär vorhandenen Plagioklas sprechen auch die etwa feststellbaren typisch erstausgeschiedenen Plagioklasrelikte im Kern vereinzelter Na-Kaliumfeldspat-Porphyroblasten.

Die Feldspäte zeigen meist Anflüge von Serizitisierung.

Quarz.

Bei dem stets nur xenoblastisch im Grundgewebe enthaltenen Quarz, dessen Einzelkörner kaum über 0,2 mm Durchmesser übersteigen, herrscht undulöse Auslöschung vor. Der Quarz unterscheidet sich in allen diesen Schliffen auch ohne gekreuzte Nicols durch seine bedeutend grössere Klarheit von den stets schwach bräunlich angehauchten, d. h. bestäubten Feldspäten. Diese Erscheinung wird besonders bei abgeblendetem Licht deutlich, womit sich zugleich auch die zur Unterscheidung benutzbare Beckesche Linie verstärkt. Auf diese Art lässt sich am bequemsten auf einen Blick der volumenmässige Anteil des Quarzes gegenüber den Feldspäten grob abschätzen.

Glimmer.

An letzter Stelle unter den Hauptgemengteilen folgen die Glimmer, wobei phengitischer Muskovit, der den Gneisen die mehr oder weniger intensive Grünfärbung verleiht, selten ganz fehlt.

Phengit oder phengitischer Muskovit wird als für die Gneise vom Adulatypus charakteristischer Gesteinsgemengteil angesehen. Makroskopisch handelt es sich um einen grünen Glimmer. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigen diese grünen Glimmer aber keine einheitlichen Merkmale, mit Ausnahme des bei gewöhnlichem Muskovit fehlenden grünen Pleochroismus:

n_α = meist farblos bis weisslich-gelb, sehr selten bis licht-olivfarben,
n_β = fahlgrün,
n_γ = hellgrün bis meistens saftiggrün.

Die Interferenzfarben und damit also die Doppelbrechung des phengitischen Muskovits ist von derjenigen gewöhnlichen Muskovits nicht verschieden, unterscheidet sich somit von derjenigen der Biotite, die im allgemeinen geringere

Doppelbrechung zeigen (wichtig für die Unterscheidung gegenüber ausgebleichten Biotiten). Die meisten Muskovite mit phengitischem Pleochroismus zeigen abnormal kleinen Achsenwinkel, im Mittel: —2V = um 5°, also fast einachsig negativ; seltener finden wir gleiche optische Achsenverhältnisse wie bei gewöhnlichem Muskovit.

GANSSER (Lit. 38, pag. 378) fasst nur die grünpleochroitischen Muskovite mit ausgesprochen kleinen Achsenwinkeln unter der Bezeichnung „phengitischer Muskovit" zusammen und betont, dass der Begriff „Phengit" einer genauen Definition noch harre. Jedenfalls dürfte die auf rein chemischen Gesichtspunkten fussende Definition TSCHERMAK's: Phengit = kieselsäurereicher Muskovit für die Gesteinsuntersuchung unzweckmässig sein. Wie STUTZ (Lit. 154, pag. 129) zusammenfassend ausführt, handelt es sich bei Phengit um einen gegenüber dem Normalmuskovit Al-ärmeren, dagegen Si- und Alkali-reicheren muskovitischen Glimmer, der übrigens auch von WINCHELL (Lit 172) gemäss dem von TSCHERMAK eingeführten Namen als Phengit bezeichnet wird.

Von WÜLFING (Lit. 175) stammen zwei Analysen von grünen Muskoviten aus den Adulagneisen, die auf untenstehender Tabelle wiedergegeben sind. I ist nach der Beschreibung durch C. SCHMIDT (Lit. 116) einachsig, II deutlich zweiachsig, aber ebenfalls mit stark grünem Pleochroismus (—2 V = ca. 50°). Ein drittes Analysenresultat (III) eines phengitischen Muskovits aus einem Phengitschiefer bei Vals ist veröffentlicht in Lit. 93, pag. 11, später nochmals in Lit. 104, pag. 72, Nr. 111. Auf die Molekularwerte nach NIGGLI umgerechnet, ergibt sich folgendes Bild:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	h
phengitischer Musk. I	148	51,5	25	0	23,5	0,76	0,51	0,26	42
„ „ II	142	45,5	30,5	0	24	0,80	0,34	0,41	34
„ „ III	179	47	29	0	24	0,8[illegible]	0,66	1,7	41

Es fällt auf, dass nur bei I und besonders bei III die si-Zahl den bei etwa 143 liegenden Durchschnitt gewöhnlicher Muskovite übersteigt; einheitlich aus dem Rahmen gewöhnlicher Muskovite aber fallen die hohen, zwischen 25 und 30 liegenden fm-Zahlen, die bei gewöhnlichen Muskoviten 20 höchst selten übersteigen, oft sogar unter 10 bleiben (theoretisch = 0).

Mit dem hohen fm-Gehalt in Zusammenhang dürfte es wohl stehen, dass man bei einzelnen Schliffen deutlich den Eindruck hat, der phengitische Muskovit könne sich zu Chlorit umwandeln. Man kann hiebei folgende Umwandlungsstadien unterscheiden: In phengitischen Muskoviten mit n_α = farblos und n_γ = lichtgrün zeigt sich in einzelnen Blättchen streifenweise bräunlich grüne Verfärbung mit Abnahme der Doppelbrechung (weniger leuchtende Interferenzfarben) in diesen verfärbten Streifen. Sie bekommen dadurch Biotit-ähnliches Aussehen. In einem nächsten Stadium hat die Grünfärbung und damit das chloritische Aussehen zugenommen; die Doppelbrechung liegt aber noch über derjenigen von Chlorit, fleckenweise treten noch muskovitische Interferenzfarben auf. Der eigentliche Chlorit als Endstadium zeigt intensiveren Pleochroismus als die phengitischen Muskovitblättchen und die für Chlorit charakteristischen abnormalen Interferenzfarben.

Ebenso wie die fm-Zahlen zeigen auch die al-Werte der drei vorliegenden Analysen phengitischer Muskovite ihr ganz spezifisches Charakteristikum. Sie variieren von 47—51,5, diejenigen gewöhnlicher Muskovite aber liegen im Durchschnitt der Werte schweizerischer Mineralanalysen über 60. Denn sonst schwanken ja weitaus die meisten al-Zahlen der gewöhnlichen Muskovite innerhalb der Grenzwerte 55,5 und 69,5. Es kann sich somit in Gesteinen, die keinen oder wie die Orthogneise nur einen geringen Tonerdeüberschuss aufweisen, al-armer phengitischer Muskovit reichlicher bilden, als dies für gewöhnlichen Muskovit der Fall wäre. Verständlich wird damit auch, dass in Paragneisen und Glimmerschiefern mit ihrem primär höheren Tonerdeüberschuss kein Phengit, dafür gewöhnlicher Muskovit auftritt.

Bemerkenswert ist ferner, dass die Adula-, Ortho- und Injektionsgneise wenig oder keinen Biotit führen. Der fm-Gehalt des Gesteins ist offenbar weitgehend oder gänzlich in einem hellen Glimmer, d. h. dem phengitischen Muskovit angelegt.

Schliesslich muss noch erwähnt werden, dass ROOTHAAN (Lit. 109, pag. 15) die Vermutung äussert, das Auftreten von phengitischem Muskovit könnte mit der sauren Injektion in Zusammenhang stehen, indem bei diesem Vorgang ein Teil des bereits vorhandenen Muskovits einen Überschuss an Kieselsäure aufnahm.

Der neben dem phengitischen Muskovit vorkommende gewöhnliche Muskovit verdient nur in einer Hinsicht besonderer Erwähnung, deshalb nämlich, weil er von völlig farblosen Varietäten alle Übergänge zu den grün pleochroitischen phengitischen Muskoviten zeigt.

Gänzlich untergeordnet ist das Auftreten von Biotit, meist in ausgebleichter Form und in Umwandlung zu Chlorit begriffen.

Bemerkungen zu den übrigen Gemengteilen.

Im weniger wichtigen restlichen Mineralbestand der Ortho- und Injektionsgneise sind kaum irgendwelche besonderen Charakteristika zu verzeichnen. Die Neben- und Übergemengteile sind aus Tabelle a ersichtlich.

Auffällig, aber auch von andern Orten bekannt, sind Einschlüsse kleinster oszillierender Gaslibellen von rötlicher Farbe im Apatit. Das gleiche Phaenomen, das durch die Oszillation die BROWNsche Bewegung zum Ausdruck bringt, trifft man hie und da auch bei Quarzen, nur haben hier diese kleinsten eingeschlossenen Gaslibellen bläuliche Färbung.

b) Gesteinstypen.

Unter den Gesteinstypen der Ortho- und Injektionsgneise fallen in erster Linie die Augengneise auf. Im kristallinen Kern der Unteren Valserschuppen sind die Augengneise gekennzeichnet durch Na-Kaliumfeldspataugen mit bis zu 1 cm Querdurchmesser. In der Schieferungsrichtung sind die Augen häufig flaserig auseinandergezogen. Im mikroskopischen Bild erscheinen sie meistens als aus Mikroklin-Perthit bis -Mikroperthit bestehende Porphyroblasten, die im granoblastisch bis blastogranitisch verzahnten Grundgewebe durch ihre oft kataklastische Deformation gekennzeichnet und von Mörtelkränzen umgeben sind. In Tabelle a geben die drei obersten Beispiele (Nr. 1—3) Auskunft über den mengenmässigen Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den Augengneisen der Unteren Valserschuppen.

Randlich sind diese Augengneiszüge der Unteren Valserschuppen gewöhnlich von feinkörnigeren Gneisvarietäten begleitet, die sie von den Paragneisserien trennen. Im mikroskopischen Bild unterscheiden sie sich von den Augengneisen durch Zunahme des Albitgehaltes unter gleichzeitiger Reduktion des Na-Kaliumfeldspatanteils, sowie durch ihre gleichmässig granoblastische Struktur, d. h. durch ihr gegenüber den Augengneisen gleichkörnigeres Gefüge, worin die Na-Kaliumfeldspäte kaum je über 1 mm Durchmesser erreichen. Beispiele hierfür gibt Tabelle a mit den am Ende der ersten Gruppe aufgeführten Nr. 5—7.

Das darüber stehende Beispiel Nr. 4 wurde ebenfalls in unmittelbarer Nachbarschaft eines Augengneiszuges geschlagen; es stellt einen feinkörnigen, Glimmerreichen Zweiglimmergneis dar, der mit seinem allerdings bescheidenen Gehalt an Biotit (n_γ = braun, n_α = olivbraun) dem Mineralbestand nach am ehesten mit den Phengit-Biotitgneisen des Zervreilerlakkolithen verglichen werden kann.

Im kristallinen Kern der Oberen Valserschuppen treffen wir auf einen grobflaserigen Augengneis, der sich durch seine gröbere Struktur, besonders seine auffallend grossaugige Ausbildung schon im Felde deutlich von den Augengneisen der Unteren Valserschuppen unterscheidet. Verstärkt wird der auffällige Eindruck, den dieses Gestein hervorruft, noch durch den Umstand, dass es in den nördlichen Teilen der Oberen Valserschuppen, mitten in mächtige Bündnerschieferserien eingelagert, den einzigen Vertreter von Kristallin darstellt. Die ausschliesslich aus Na-Kaliumfeldspat bestehenden Augen (meist verzwillingter oder unverzwillingter Mikroklin) erreichen 5—7 cm Grösse und gaben WILCKENS Veranlassung zur Bezeichnung „Riesenaugengneis".

Unter dem Mikroskop erscheinen die Na-Kaliumfeldspäte als deformierte Porphyroklasten im sonst blastogranitisch-granoblastischen Grundgewebe. Im Kern zahlreicher solcher Na-Kaliumfeldspat-Porphyroklasten erkennt man erstausgeschiedenen, in idiomorphen Formen erhalten gebliebenen Plagioklas, der sich deutlich unterscheidet vom perthitisch entmischten Albit, wie auch vom Albit, der sich während einer Albitisierungsphase gebildet haben muss.

Unter den hellen Glimmern fehlt phengitischer Muskovit nur an vereinzelten Stellen oder in einzelnen Lagen des gesamten „Riesenaugengneiskomplexes". Sonst verleiht der auf den welligen Hauptbruchflächen angereicherte phengitische Muskovit dem Gestein seine charakteristische grüne Farbe. Im Mineralbestand treten gegenüber den Augengneisen der Unteren Valserschuppen keine ausschlaggebenden Unterscheidungsmerkmale hervor, wie das die in der zweiten Gruppe der Tabelle a zusammengefassten Beispiele Nr. 8—11 verdeutlichen.

Von ROOTHAAN stammt eine Analyse des „Riesenaugengneises" aus der Hornrunse E ob Vals (Fundort von Nr. 528). Sie ergibt in Molekularzahlen nach P. NIGGLI umgerechnet folgende Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	h
413	47	13,5	5	34,5	0,63	0,05	1,3	18,5

Diese Werte sprechen trotz des Tonerdeüberschusses für die ursprünglich eruptive Natur des Gneises; sie stimmen angenähert mit dem Chemismus eines granitischen Magmas überein; der Magmentyp muss nach P. NIGGLI (Lit. 93) als engadinitisch angesprochen werden.

An einzelnen Stellen treten im Riesenaugengneiskomplex der Oberen Valserschuppen Bänder auf, die bei der makroskopischen Feldbeobachtung teils den Eindruck aplitischer Injektionsbänderung erwecken, in anderen dichten, grünen quarzitischen Bändern aber die Vermutung nahelegen, es könnte sich hierbei um Relikte sedimentären Materials handeln, das später einer granitischen Injektion anheimfiel, d. h. also um das Substrat des Injektionsgneises. Die in der dritten Gruppe von Tabelle a zusammengefassten Beispiele Nr. 12—14 stammen von einer Lokalität, wo sich diese Bänderung im Riesenaugengneis am bequemsten studieren lässt. Es ist dies ein kleiner Steinbruch in den „Badstauden" oberhalb der Therme von Vals, wenig über dem Weg Vals–Soladüra gelegen.

Diese Beispiele leiten über zu den offensichtlichen Injektionsgneisen. Wir finden solche in den Unteren Valserschuppen, wie es auf Tabelle a durch die nächstfolgende Schliffbeschreibung des Beispiels Nr. 15 belegt wird. Auf die Injektionsnatur deutet die Art des Vorkommens: ein feinkörniger bis kleinaugiger Gneis ist von grünen Lagen, reich an phengitischem Muskovit durchzogen;

in letzteren grünen Lagen fallen Schnüre und 5 bis 10 cm lange, mächtige Augen auf, die aus reinem Na-Kaliumfeldspat bestehen.

Aus einem solchen Injektionsband stammt das Handstück des Beispiels Nr. 15 von Tabelle a. Der Albit (bis Oligoklas), oft nach dem Albitgesetz oder schachbrettartig verzwillingt, durchzieht das Schliffbild in einer Art Wechsellagerung mit den ebenfalls lagenweise angereicherten Glimmerbändern. Wie beim Quarz bleibt der Durchmesser der einzelnen Albitkörper meist unter 0,2 mm. Beim Muskovit herrscht gewöhnlicher Muskovit vor, mit ihm vergesellschaftet ist phengitischer Muskovit mit n_γ = dunkelgrün, n_β = grasgrün, n_α = hell-olivfarben und äusserst kleinem negativem Achsenwinkel. Nur sporadisch durchsetzen die mächtigen, perthitisch entmischten Na-Kaliumfeldspat-Porphyroklasten das sonst grano- bis lepidoblastische Gefüge.

Ebenfalls als Injektionsgneise müssen die Phengitgneislamellen aufgefasst werden, die den volumenmässig äusserst bescheidenen kristallinen „Kern" des Aullappens bilden.

Im vorliegenden Untersuchungsgebiet ist das Auftreten dieses Gesteins auf eine einzige Lokalität beschränkt, die westnordwestlich oberhalb dem Brennhof bei Nufenen gelegen ist. Hier, wo sich die hohe, vom Valserberg gegen Nufenen hinunterziehende Felswand der „Wandfluh" in den Hängen über dem Brennhof westlich Nufenen allmählich verliert, sind im oberen Teil der grauen Aulmarmorserien einzelne Grünschieferlinsen von weitem sichtbar, die den Niveaux von zwei öfters unterbrochenen Ophiolithzügen angehören. Im Hangenden des oberen Ophiolithzuges, direkt in Kontakt mit diesem, treten dunkelgrüne Gneis-artige Gesteinstypen auf, die bei der makroskopischen Betrachtung im Felde vorerst ohne weiteres Anlass geben könnten, sie zum darunter liegenden Prasinit zu rechnen oder als dessen Kontaktprodukte aufzufassen. Erst die mikroskopische Untersuchung zeigt dann eindeutig, dass es sich um Injektionsgneise handelt, die sich von den makroskopisch etwa ähnlich aussehenden, durch ophiolithogene Stoffzufuhr beeinflussten quarzitischen Gesteinen mit Albitneubildung (ophiolithische Mischgesteine) klar unterscheiden. Als auffälligstes Unterscheidungsmerkmal sei hier lediglich der Gehalt an phengitischem Muskovit genannt.

Von dieser Lokalität aus setzen sich diese Injektionsgneise des Aullappens gegen Süden — den Hinterrhein traversierend — im Untersuchungsgebiet GANSSER's (Lit. 38) in den Gneislamellen des von ihm „Gadriolzug" benannten Komplexes fort. — In der Fortsetzung gegen Norden keilen diese Injektionsgneise noch in der Wandfluh bald aus und konnten bis zur Stirnumbiegung des Aullappens zwischen Vals und Lunschania nirgends mehr gefunden werden. Erst ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes treffen wir sie in ihrer nördlichen Fortsetzung wieder in den von KOPP (Lit. 76) beschriebenen Phengitgneiseinlagerungen der Marmorserien des eigentlichen Piz Aul.

Drei Beispiele aus diesen Gneisvorkommen in den Aulmarmoren bilden die fünfte Gruppe Nr. 16—18 von Tabelle a. Äusserlich lässt sich zwischen den verschiedenen Typen dieser Gneisvorkommen kein sehr ausgesprochener Unterschied erkennen. Ohne scharfe Grenzen gehen die Na-Kaliumfeldspat-führenden in die etwas weniger deutlich gekörnten Na-Kaliumfeldspat-freien Gneise über; dies, sowie eine etwa sichtbare Bänderung sprechen für die Injektionsnatur. Dazu kommt der stets relativ hohe Gehalt an phengitischem Muskovit, der nie fehlt und den Gesteinen die charakteristische intensive Grünfärbung verleiht.

Das xenoblastische Albit–Quarz-Grundgewebe ist auffällig feinkörnig, meist mit Einzelkorndurchmessern von unter 0,1 mm. Etwas grössere Einsprenglinge bildet in Nr. 16 der perthitische, oft zertrümmerte Na-Kaliumfeldspat (meist Mikroklin), während bei Nr. 17 und 18 einzelne porphyroblastische Albitleisten (von 0,2 bis 0,3 mm Durchmesser) sich von den übrigen im Grundgewebe enthaltenen Albiten unterscheiden: es sind wohl völlig in Albit umgewandelte ursprüngliche Na-Kaliumfeldspäte, wie sich das aus ihrer pseudomorphen Form schliessen lässt. Der Quarz füllt oft in Trümmerstruktur die Zwickel zwischen den Feldspäten aus und bildet häufig kleine tröpfchenförmige Einschlüsse im Albit.

Durch die letzten, hier charakterisierten Typen ist der Übergang von den granitisch injizierten zu den eigentlichen Paragneisen und Glimmerschiefern gegeben.

2. Paragneise und Glimmerschiefer.

Diese Gesteinsgruppe erreicht in unserem Untersuchungsgebiet in den Unteren Valserschuppen ihre grösste Verbreitung. Vereinzelte Vorkommen liegen in den südlichen Teilen der Oberen Valserschuppen und ganz wenige — mit Injektionsgneisen verknüpft — im Aullappen. Einige dem Alter nach unsichere, tektonisch völlig verschürfte Albitgneis-Lamellen finden sich schliesslich in der Basis der Gravaserie, wo sie aber mit den dort auftretenden Bündnerschiefergneisen verknüpft und deshalb nach unserer Auffassung mesozoischen Alters sind.

Recht unterschiedlich ist die Ausbildung dieser Paragesteine, die als Casannaschieferserie zusammengefasst werden können. Für die meisten Varietäten ist die rostbraune Anwitterungsfarbe und die intensive Kleinklüftung charakteristisch; beide Faktoren erschweren es aussergewöhnlich, frische Handstücke zu schlagen.

Im Mineralbestand zeigen sich gegenüber den Ortho- und Injektionsgneisen deutliche Unterscheidungsmerkmale. Na-Kaliumfeldspat konnte nirgends nachgewiesen werden. Diese Feststellung steht im Gegensatz zur Beschreibung ROOTHAAN's (Lit. 109, pag. 8), der ausführt: „Eintritt von meist orthoklastischem, nur ganz ausnahmsweise einmal plagioklastischem Feldspat in die Glimmerschiefer bedingt das Auftreten von Gneisen". Ebenso fehlt phengitischer Muskovit. Trotzdem haben sowohl Paragneise als auch Glimmerschiefer im frischen Bruch gewöhnlich eine grüne Farbe; diese rührt hier aber stets vom Chlorit her. Häufig zeigt der Chlorit in knollenförmiger Anreicherung Pseudomorphosen nach Granat. Letzterer kommt oft als Über- oder Nebengemengteil vor und bewirkt dann ein knolliges Aussehen des Gesteins. In den meisten Fällen ist der Granat in Zersetzung begriffen. Sein Platz wird dann von Chlorit, etwa auch durch neugebildeten Calcit und Serizit, eingenommen.

Paragneise treten in unserem Untersuchungsgebiet bedeutend häufiger auf als Glimmerschiefer, eine Feststellung, die mit den diesbezüglichen Veröffentlichungen der früheren Autoren nicht übereinstimmt. Wie erwähnt, ist es im Gegensatz zu den oben zitierten Ausführungen ROOTHAAN's nicht orthoklastischer Feldspat, der den praetriadischen Paragesteinen Gneischarakter verleiht, sondern — wie aus den Beispielen der zweituntersten Gruppe von Tabelle a deutlich hervorgeht — ausschliesslich Albit, etwa leicht gegen Oligoklas tendierend.

Das charakteristische Merkmal des in den Paragneisen vorkommenden Albits ist sein poikiloblastischer Charakter; die siebförmige Struktur ist zwar nicht so ausgeprägt wie in den Prasiniten, aber doch bemerkenswert, besonders beim Vergleich mit dem Albit der Ortho- bis Injektionsgneise, wo sie lediglich in den zu den Paragneisen überleitenden Injektionsgneisen des Aullappens auffällt. Unter den Einschlüssen herrschen tröpfchenförmige Quarze vor mit meist zwischen 0,01 und 0,02 mm liegenden Durchmessern, etwa aber auch bis 0,05 mm hinaufreichend. Daneben sehen wir feine Schüppchen von Erz, von Chlorit und Serizit eingeschlossen. In einzelnen Fällen sind sogar kleine Individuen sämtlicher übrigen Gemengteile des betreffenden Gesteins im Albit als Einschlüsse vorhanden, ein Beweis für die teilweise sicher bei der Metamorphose erfolgte Neubildung des Albits. Hiefür spricht auch die Tatsache, dass in einzelnen Schliffen wahrscheinlich primär „sedimentäre", d. h. eingeschwemmte Feldspäte noch in Reliktstruktur angedeutet sind, sich aber chemisch bereits völlig umgewandelt haben, indem ihr Platz durch kataklastisch deformierte Albit–Serizit–Quarz–Erz-Massen oder durch fast nur aus Serizit bestehende Nester, welche in ihren Umrissen noch die ehemalige Feldspatform andeuten, ersetzt worden ist.

In der Dünnschliffbeobachtung zeigt sich, dass die ursprünglich wohl überwiegend feinkörnig psammitische Struktur durch die Metamorphose weitgehend verwischt worden ist. Am häufigsten findet man ein granoblastisches Grundgewebe,

etwa noch mit blastopsammitischen Andeutungen, in welchen die einzelnen Quarz- und Albit-Xenoblasten um 0,2 mm Durchmesser, höchsten aber 0,5 mm Grösse erreichen. Diese Feinkörnigkeit des Grundgewebes bedingt das häufig quarzitische Aussehen der Paragneise; durch die Zunahme des Chloritgehalts kann hie und da ein Habitus zustande kommen, welcher die makroskopische Unterscheidung von gewissen Grünschiefertypen nicht auf den ersten Blick zulässt. — In der zweitletzten Gruppe von Tabelle a zusammengefasst zeigen die Beispiele Nr. 19—26 die Variationsmöglichkeiten im Mineralbestand der Paragneise.

Durch gänzliches Fehlen von Feldspat gelangen wir schliesslich zur Gruppe der Glimmerschiefer, die sich aber sonst im Felde oft kaum von den Paragneisen auseinanderhalten lassen. Geologisch, d. h. altersmässig und faziell gehören sie sicher in die gleiche Gruppe der Casannaschiefer wie die Paragneise. Die letzten beiden Beispiele Nr. 27 und 28 von Tabelle a geben Auskunft über den etwa möglichen Mineralbestand.

Dabei ist zu bemerken, dass bei Nr. 27, einem knolligen Glimmerschiefer, die Knollen aus dunklen, angefressenen Porphyroblasten von stark vererztem sideritischem Karbonat bestehen.

Paragneise und Glimmerschiefer enthalten in einzelnen Vorkommen Quarzknauern, die Kopfgrösse erreichen können. Sie sind meistens linsenförmig ausgezogen. Diese Quarzausscheidungen stammen wohl zur Hauptsache aus der Zeit einer tektonischen Bewegungsphase. Während dieser Bewegungsphase haben sich die Paragneise und Glimmerschiefer sicher plastischer verhalten als die Orthogneise, was heute in ihrer intensiveren Fältelung im Kleinen wie auch Faltung im Grossen zum Ausdruck kommt.

II. Trias.

1. Die Triaszüge in den einzelnen tektonischen Einheiten.

Allgemeines.

Da die Triaszüge in den verschiedenen tektonischen Einheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes im einzelnen recht unterschiedlich entwickelt sind, soll vorerst versucht werden, in jeder tektonischen Einheit für sich die triadischen Schichtreihen in ihrer heutigen Ausbildung und Lagerung zu charakterisieren und ihre Entwicklung zu studieren.

Ein Merkmal gilt für alle Triaszüge gemeinsam: ihre ausserordentliche Inkonstanz, bewirkt durch die allgemein vorherrschende intensive tektonische Beanspruchung. Durch die tektonischen Bewegungen wurden die triadischen Schichtreihen nicht nur in ihrer Mächtigkeit ummodelliert, sondern fast ausnahmslos weitgehend auseinandergerissen. Wir begegnen deshalb im Terrain keinen vollständigen Triasprofilen, sondern lediglich triadischen Schichtpaketen, die aus dem ursprünglichen Schichtverband längs Scherflächen herausgerissen wurden: am einen Ort nur einem Quarzitzug, am andern Ort einer intakt gebliebenen Schichtreihe dolomitisch-kalkiger Gesteine, vielleicht verknüpft mit Quartenschieferähnlichen Phylliten, vielleicht auch nur letzteren allein in einer kleinen, kaum Metermächtigkeit erreichenden Linse.

Fossilführende Triashorizonte liessen sich nirgends nachweisen.

a) *Zone der Lugnezerschiefer.*

Betrachten wir die verschiedenen Triaszüge unter obigen Gegebenheiten, so sind es die tektonisch zu tiefst liegenden Triaszüge von Peiden, die — relativ genommen — am ehesten intakt geblieben sind. Es handelt sich hierbei um die Trias, welche die Basis der Lugnezerschiefer bildet. Aus dem Gebiet südlich des Greinabeckens und südlich des Diesrutpasses, wo sie durch tektonische Aufschuppung in vier in jenen Hängen ausstreichende Triaslamellen zerlegt worden ist, zieht diese Zone der Peidener-Triaszüge längs dem Südhang des Lugnezes unter die Terrassen der Dörfer Oberkastels, Tersnaus und Furth, d. h. in die Gegend, wo sich Valserrhein und Glenner vereinigen.

Die höchste Lamelle dieser Triaszone quert den Valserrhein etwa 1 km südlich Oberkastels und verliert sich im Osthang unter der Terrasse von Tersnaus. Der nächsttiefer sichtbare, lamellierte Triaszug derselben Zone erscheint unmittelbar westlich Furth im Osthang des Valserrheins und ist dort oberhalb der zur Brücke hinunterführenden Strasse aufgeschlossen; durch nochmalige Aufschuppung steht er wahrscheinlich in indirekter Verbindung mit dem Triasaufschluss an der Strasse 600 m südlich Bad Peiden, dessen Fortsetzung sich in einzelnen Linsen über das Duvinertobel hinüber verfolgen lässt und im Hang westlich Duvin auf rund 1000 m Höhe nochmals sichtbar wird. Die tiefsten und am besten ausgebildeten Triaszüge dieser Zone schliesslich sehen wir an der Strasse 200 m nördlich Bad Peiden und südlich der Einmündung des Pitaschertobels. Zwischen den beiden letztgenannten Aufschlüssen besteht höchstwahrscheinlich ebenfalls eine indirekte Verbindung. Von hier aus kann diese Triaszone als Ganzes, meist nur in lamellierter Ausbildung, durch die Hänge westlich unterhalb Riein und durch die Kästriser-Berge weiter verfolgt werden in die durch TARNUZZER (Lit. 156) bekannt gewordenen Gipsvorkommen von Giera oberhalb Valendas und hinunter zur Strassenbrücke über das Versamertobel, wo sie unter das Flimser-Bergsturzgebiet untertaucht. Damit sind wir aber bereits weit über die Grenzen unseres engeren Untersuchungsgebietes hinausgelangt; wenn wir diese Peidener-Triaszüge hier trotzdem einer kurzen Betrachtung unterziehen, so deshalb, weil sie einerseits die Basis der Zone der Lugnezerschiefer bilden, die mit ihren höheren Schichtgliedern das engere zur Untersuchung stehende Gebiet noch berührt und anderseits, weil sie — wie anfangs erwähnt — die relativ noch vollständigsten Triasprofile aufweisen.

So ist beispielsweise die triadische Schichtfolge, die an der Strasse 200 m nördlich Bad Peiden aufgeschlossen ist, recht instruktiv: Weisse, Serizit-führende schieferige Quarzite bis Quarzitphyllite bilden das Liegende eines einige Meter mächtigen Dolomites, der sich ohne weiteres mit dem helvetischen Rötidolomit vergleichen lässt. Darüber folgt eine Zone, wo Rauhwacke mit Dolomitbändern wechsellagert, letztere aber gegen oben durch die Rauhwacke gänzlich verdrängt werden. Im oberen Teil der Rauhwacke schliesslich schalten sich einzelne Züge von grünen, etwa auch violetten Quartenschiefern ein, die im Hangenden ein eigentliches Quartenschieferniveau bilden; über diesem Niveau folgen dann die liasischen Kalkschiefer der Bündnerschieferserie. Dieses ganze, noch stark an helvetische Faziesverhältnisse erinnernde Triasprofil hat eine Mächtigkeit von 10 bis 20 m.

b) *Zone von Lunschania/Terri.*

Über der Zone der Lugnezerschiefer folgt als nächsthöhere tektonische Einheit die durch ihre Gneisquarzite und tiefschwarzen Terrischiefer gekennzeichnete Zone von Lunschania oder des Piz Terri. Während westlich des Valsertales die intensive Verschuppung dieser Zone durch etliche darin eingelagerte Triaszüge verdeutlicht wird, sind östlich des Valsertales, d. h. innerhalb unseres engeren Aufnahmegebietes, nur noch ganz rudimentäre Triasreste vorhanden. Sie sind hier beschränkt auf die Liegendgrenze der Zone von Lunschania. Rund 700 m nordwestlich Lunschania, in unmittelbarer Nachbarschaft der Strasse, finden sich Lamellen quarzitischer Phyllite, die deutlich zwei nahe beineinanderliegenden Triaszügen angehören (vgl. Profil 1 der Tafel V). Folgen wir dieser im ganzen

ziemlich regelmässig mit 50° gegen SSE bis SE einfallenden Zone hinauf gegen das Gehöft von Mariaga und weiter zum Barboda (Bärenboden), erweitern sich diese im Talgrund des Valsertales nur aus quarzitischen Phylliten und gänzlich ausgewalzten Rauhwackeresten bestehenden Züge zu etwas reichhaltigeren Triasprofilen: Neu hinzu treten Dolomite und dolomitisch-kalkige Marmore, im besondern aber auch verschiedene Quartenschiefer-ähnliche Phyllite. Teils sind es grünlich-graue Tonphyllite, zum Teil Chlorit-führend, teils auffällige grüne Chloritschiefer, die im ersten Moment an ophiolithische Gesteine erinnern. Auf letztere wird auf pag. 40 noch zurückzukommen sein.

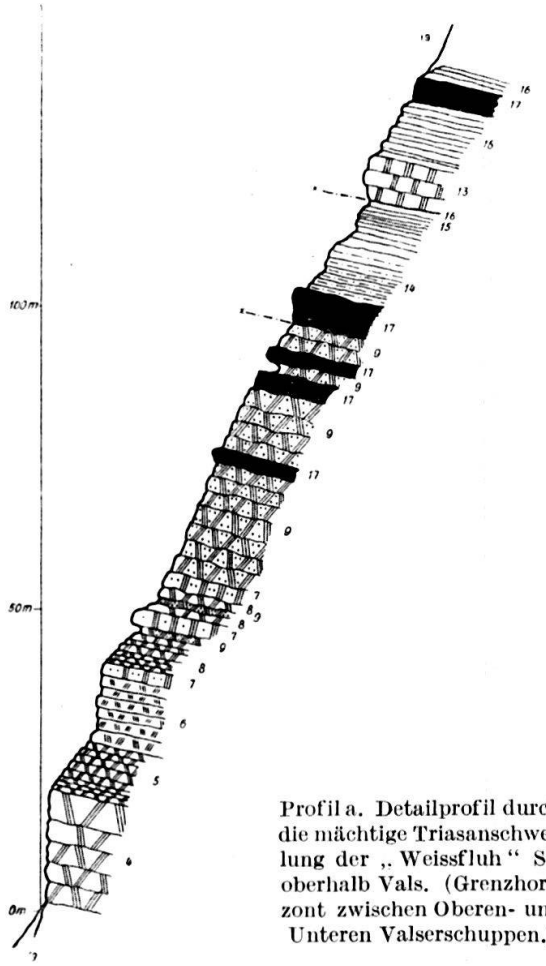
Die Linsen triadischer quarzitischer Phyllite, die rund 300 m südlich des Schulhauses von Lunschania den Südrand der Zone von Lunschania markieren, gehören höchstwahrscheinlich zu der hier angrenzenden Gravaserie.

c) *Untere Valserschuppen* (mit Fig. 1).

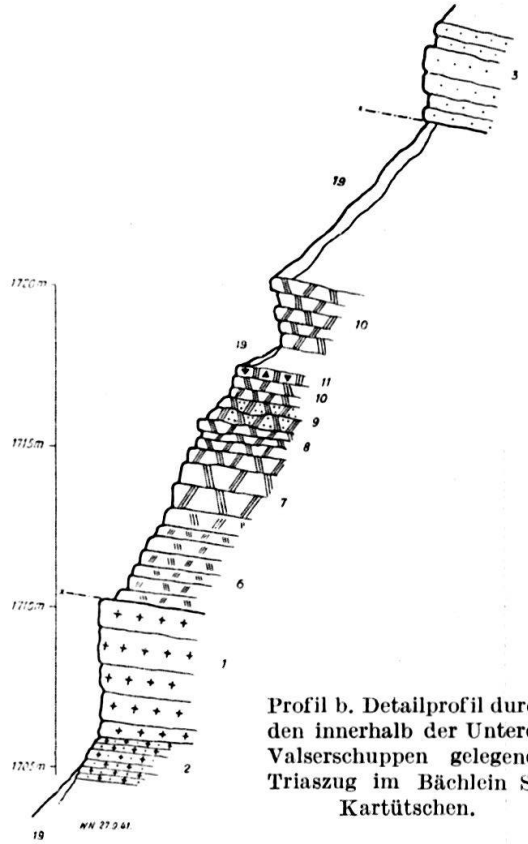
Damit gelangen wir in den Raum der eigentlichen Aduladecke, deren Triaszüge ebenfalls gemäss ihrer Zugehörigkeit zu den tektonischen Teilelementen besprochen werden sollen. — Die Unteren Valserschuppen bilden die tiefste tektonische Einheit der Aduladecke, die das vorliegende Untersuchungsgebiet berührt. Im Gebiet des Valserberges, d. h. auf dem Valserberg-Kamm, von der Wenglilücke aus rund 1 km nordostwärts, lagern sich zwischen die vorwiegend aus Para- und Orthogneisen bestehenden Serien, die wir als Untere Valserschuppen zusammenfassen, insgesamt neun fast ausschliesslich aus Dolomit bestehende Triaszüge ein (inkl. triadischem Grenzhorizont im Liegenden und im Hangenden der Unteren Valserschuppen). Aus Tafel V, Profil 2, sind die hier anzutreffenden Lagerungsverhältnisse ersichtlich. Folgen wir dieser Zone nordwärts durch die Alpweiden von Zum Hirt–Auf der Arve–Vallatschalp in die Osthänge des Peilertales unterhalb der Heuberge, so vermindert sich die Schuppung zusehends und das tektonische Bild wird relativ etwas ruhiger. Damit nimmt auch die Anzahl der eingelagerten Triaszüge sukzessive ab, wogegen der einzelne Triaszug für sich allein betrachtet eher eine Mächtigkeitszunahme und deutlichere Differenzierung in verschieden ausgebildete triadische Horizonte erfährt. Im Gebiet unterhalb der Heuberge, im nördlichen Teil der Ostflanke des Peilertales, wo innerhalb des Komplexes der Unteren Valserschuppen, abgesehen von der oberen und unteren Grenztrias, nur noch ein einziger Triaszug im Liegenden der obersten Paragneisschuppe durchstreicht, gestattet dieser bereits eine schöne Gliederung. Er ist oberhalb des alten Valserberg-Passweges zwischen Auf der Matte und Kartütschen in zwei Bacheinschnitten aufgeschlossen.

Profil c der Fig. 1 zeigt sein Profil in der ersten Runse nördlich Auf der Matte, wo der basale Augengneis des dargestellten Profils etwa 30 m über dem Weg ansteht. Im weiter nördlich gelegenen Bächlein südöstlich Kartütschen beginnt der Aufschluss (s. Profil b der Fig. 1) ca. 15 m über dem Weg, wo Injektions- und Augengneise in einem kleinen verlassenen Steinbruch für den Bau der paar umliegenden Hütten und Ställe ausgebeutet wurden. Die lithologische Gliederung dieses Triaszuges geht aus der Profilzeichnung hervor, eine stratigraphische Deutung wird im Zusammenhang mit dem im folgenden beschriebenen „Weissfluhprofil" versucht.

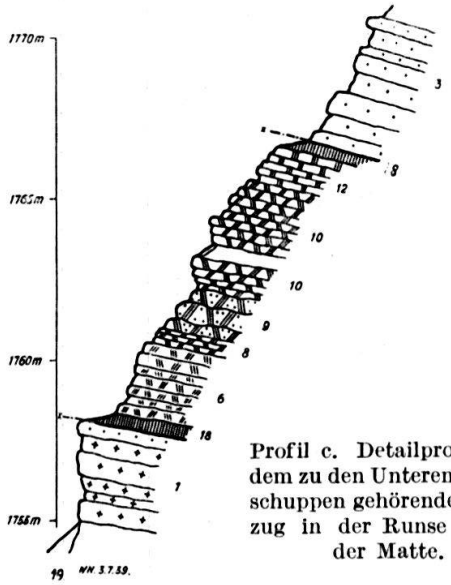
Die mächtigste Triasanschwellung im Gebiet der nordöstlichen Adula stellt die in der Siegfriedkarte unbenannte, ca. 1 km südöstlich oberhalb Vals gelegene Fluh dar, die schon von weitem durch ihre helle Farbe auffällt und deshalb den im Volksmund gebräuchlichen Namen „Weissfluh" erhalten hat (Projektionspunkt ⑯ auf Profil 1 der Tafel V). Sie bildet den Grenzhorizont zwischen Unteren und Oberen Valserschuppen, folgt also als tektonisch nächsthöherer triadischer



Profil a. Detailprofil durch die mächtige Triasanschwellung der „Weissfluh" SE oberhalb Vals. (Grenzhorizont zwischen Oberen- und Unteren Valserschuppen.)



Profil b. Detailprofil durch den innerhalb der Unteren Valserschuppen gelegenen Triaszug im Bächlein SE Kartütschen.



Profil c. Detailprofil aus dem zu den Unteren Valserschuppen gehörenden Triaszug in der Runse N Auf der Matte.

19 Schutt

18 Quetschzone an tektonischer Gleitfläche, z. T. mit Rauhwacke-ähnlichem Grus

17 Ophiolithzüge im allgemeinen, meist prasinitisch

16 Kalkphyllit, vorwiegend kalkig

15 Kalkphyllit, vorwiegend tonig

14 Graugrüne, Glimmer-reiche Kalkglimmerschiefer

13 Weisser, stark kristalliner Marmor, rein kalkig

12 Heller, kieseliger, oft gebänderter Marmor, vorwiegend kalkig

11 Massiges, brecciöses Kieselkalk-Dolomit-Gestein

10 Heller oder grauer, etwa auch gebänderter Dolomit

9 Rauhwacke

8 Kieseliger, Serizit-führender, sehr feinplattiger, weisser bis hellgelber Dolomit

7 Schwach dolomitischer oder rein kalkiger, grauer oder weisser Marmor, z. T. kieselig-sandig mit Tonhäuten

6 Heller, meist weisser bis hellgelber, gelb anwitternder Dolomit, oft zuckerkörnig

5 Plattiger, stahlgrauer, z. T. dunkler Dolomit

4 Kieseliger, massiger, Serizit-reicher hellbraun-grauer Dolomit

3 Paragneise bis Glimmerschiefer, meist von quarzitischem Habitus

2 Grüne Injektionsgneise

1 Augen-Gneise

Fig. 1. *Triasprofile der Valserschuppen.*

Horizont über dem Triaszug, der im vorigen beschriebenen und in den Profilen b und c der Fig. 1 dargestellt wurde:

Ein zusammenfassendes Detailprofil gibt Profil a der Fig. 1. — Die massigen, braungrau anwitternden Dolomite (Nr. 4 der Legende) bekommen wahrscheinlich infolge ihres Kieselgehaltes ein fleckiges, fast etwas brecciöses Aussehen. Ein Vergleich mit anisischen Trochitendolomiten ostalpiner Fazies ist nicht von der Hand zu weisen. Die darüber liegenden dunkeln plattigen Dolomite von meist stahlgrauer Farbe (Nr. 5) zeigen, wie die massigen basalen Dolomite, nur sehr geringe Metamorphose. Etwas deutlicher wird sie in den nächsthöheren Schichtgliedern (Nr. 6, 7, 8), vorwiegend weissen bis hellgelben, teils Serizit-führenden und zuckerkörnigen Dolomiten, die in einzelnen Horizonten durch Zunahme des Kalkgehalts zu grauen oder weissen Kalkmarmoren, oft mit einigem Kieselgehalt (Nr. 7) überleiten und in den höheren Lagen (Nr. 8) durch ihre feinplattige oder feintafelige Ausbildung gekennzeichnet sind. Die Rauhwacke (Nr. 9) im Hangenden bildet einen etwa 40 m mächtigen Komplex. Nochmals schalten sich einige Lagen eines grauen, mehr oder weniger kieselig-sandigen marmorisierten Kalkes oder Kalkschiefers mit serizitisierten Tonhäuten ein (Nr. 7). Die Rauhwacke ist teilweise erfüllt von fremden Komponenten und Gesteinssplittern und macht ganz den Eindruck starker tektonischer Beanspruchung. So ist wohl auch ihre abnormal grosse Mächtigkeit tektonisch bedingt. Hierfür sprechen zudem die eingelagerten Ophiolithzüge, die ja gewöhnlich längs tektonisch vorgezeichneten Gleithorizonten eingedrungen sind. Im oberen Teil der Rauhwacke und darüber treten einzelne dünne Lagen von farbigen Tonphylliten auf, die an Quartenschiefer erinnern; unter diesen stechen besonders die rotviolett verfärbten ins Auge. Der ganze Rauhwackenkomplex (Nr. 9) kann als Repräsentant des Raibler-Niveaus betrachtet werden, so dass für die darunterliegenden feintafeligen hellen und für die plattigen stahlgrauen Dolomite mit der Zwischenlagerung mehr kalkiger Lagen (Nr. 5—8) ladinisches Alter resultieren würde.

Im „Weissfluhprofil" folgen über der Rauhwacke direkt die basalen Kalkglimmerschiefer der Bündnerschieferserie (Nr. 14), höhere triadische Schichtglieder als die Rauhwacke fehlen mit Ausnahme einiger Quartenschiefer-ähnlicher Phyllite. Doch handelt es sich hierbei ohne Zweifel um eine durch tektonische Vorgänge bedingte Schichtlücke, zeigen doch die meisten übrigen Triasaufschlüsse — unter anderem auch die Profile b und c der Fig. 1 — im Hangenden der Rauhwacke nochmals helle Dolomite bis dolomitische Kalke (Nr. 10) und darüber reine Kalke, in denen sich vielerorts eine Tendenz zur Bänderung, etwa verbunden mit Kieselgehalt, beobachten lässt (Nr. 12); besonders die letzteren können sehr stark marmorisiert sein. Bei der „ostalpinen" Betrachtungsweise unserer Triasprofile — wie wir sie hier als Arbeitshypothese angenommen haben — würden diese letztgenannten obertriadischen Schichtglieder den norischen Hauptdolomit repräsentieren.

Die auffällige Tatsache, dass die Metamorphose, ausgehend von den tieftriadischen Niveaux, gegen die hochtriadischen Schichtglieder hin zusehends zunimmt, kann auch an anderen Aufschlüssen als allgemeingültiges Merkmal festgestellt werden. U. a. haben auch die Untersuchungen NEHER's im Gebiet der Splügener Kalkberge, wie aus einer seiner mündlichen Mitteilungen hervorgeht, zu diesem Resultat geführt.

Zusammenfassend sei festgehalten, dass zwar der Versuch einer stratigraphischen Deutung der durch die tektonischen Vorgänge in ihrer Vollständigkeit und Primärmächtigkeit arg mitgenommenen Triasprofile — so wie er im vorigen unternommen wurde — als gewagt erscheinen mag. Demgegenüber aber ist die deutliche Differenzierung in einzelne, lithologisch recht unterschiedlich ausgebildete Triashorizonte doch so weit vorhanden, dass ein solcher stratigraphischer Deutungsversuch gerechtfertigt erscheint. Auf der Legende zu Fig. 1, der sich die Zusammenfassung auf Tabelle b (pag. 39) in leicht gekürzter Form angleicht, würden also die Nr. 13, 12, 11 und 10 dem norischen Hauptdolomit entsprechen, Nr. 9 einer carnischen Rauhwacke, Nr. 8, 7, 6 und 5 würden das ladinische Niveau verkörpern und Nr. 4 schliesslich wäre als Anisien aufzufassen. — Darunter würden die triadischen Basisquarzite folgen, an deren primärem Vorhandensein nicht gezweifelt werden kann, obschon sie im Bereiche der Unteren

Valserschuppen nur ganz vereinzelt gefunden werden konnten, so besonders an der Basis einiger Triaszüge im Profil des Vallatschbaches (s. Profil c der Fig. 3, pag. 90). Sie sind ja auch sonst aus sämtlichen über den Unteren Valserschuppen liegenden tektonischen Teilelementen der Adula wie auch aus dem darunterliegenden Fanellalappen und den tieferen Teillappen bekannt, so dass wohl angenommen werden muss, sie seien zum grössten Teil durch die vielen Schuttkegel, die sich überall am Fusse der Dolomitwände ausbreiten, verborgen.

d) *Obere Valserschuppen.*

Die Triaszüge der Oberen Valserschuppen zeigen immer eine geringe Mächtigkeit, die selten einige Meter übersteigt. Da die meisten Vorkommen sich zudem nur über kurze Distanzen verfolgen lassen, kommt der Versuch einer stratigraphischen Unterteilung der hier auftretenden triadischen Gesteine nur in Frage, indem man sie mit den vollständigeren Triasprofilen der Unteren Valserschuppen vergleicht. Wie aus Profil 2 der Tafel V hervorgeht, sind es im Gebiete des Valserberges vier Triaszüge, die innerhalb der Schichtreihen der Oberen Valserschuppen zutage treten. Drei davon setzen sich vorwiegend aus Rauhwacke, etwa mit Dolomit vergesellschaftet, zusammen. Anders jener wenig nördlich des Valserberg-Kammes bis 10 und 20 m anschwellende Gesteinshorizont, der wenig westlich der direkt im Westen oberhalb des Valserberg-Passes gelegenen Kuppe P. 2617,9 hindurchstreicht und aus einem massigen, weissen bis gelbbräunlich anwitternden, kieseligen Kalkmarmor besteht, der stets Serizit-, etwa auch Chlorit-haltige Lagen aufweist und nicht selten eine deutliche Bänderung zeigt.

Dieser im Vergleich mit den Schichtreihen der Unteren Valserschuppen höchstwahrscheinlich als obertriadisch anzusprechende Marmor lässt sich vom Valserberg über die Gratrippe, die sich von Zum Hirt gegen das Valserhorn hinaufzieht, bis zu einem Aufschluss nördlich des Tieftobels auf 2220 m durch verfolgen, tritt vereinzelt in den wenigen Aufschlüssen der Heuberge auf und begegnet uns wieder kurz vor dem stirnwärtigen Untertauchen der Oberen Valserschuppen in der Runse, die von Pradetsch gegen die Therme von Vals gerichtet ist; hier wie andernorts wird dieses Gestein gekennzeichnet durch die typischen kleinen Rostflecken, die vom Gehalt an winzigen Pyritwürfeln herrühren, und führt vereinzelte Chloritschuppen und feinste Rutilstengel. Für das triadische Alter dieses hellen kieseligen Kalkmarmors spricht ausser seinem Aussehen die an einigen Stellen beobachtbare direkte Vergesellschaftung mit Dolomit, Zellendolomit oder Rauhwacke.

Eine Aufzählung der stets linsenförmig angereicherten übrigen Triasvorkommen in den Oberen Valserschuppen würde hier zu weit führen; sie bestehen in der Hauptsache aus Dolomiten, die durch die tektonischen Bewegungen teils brecciös geworden sind, und insbesondere aus Rauhwacken und Zellendolomiten. Aus den im tektonischen Teil dieser Arbeit in Fig. 3 (pag. 90) dargestellten Profilserien und besonders aus Tafel V dürfte die Art ihres Auftretens genügend ersichtlich werden.

e) *Aullappen.*

Die Besprechung der triadischen Ablagerungen im Bereiche des Aullappens bildet ein ausserordentlich heikles Problem. — Ausser Zweifel steht das sicher triadische Alter des in einzelnen Lamellen angereicherten Dolomitzuges (an einzelnen Stellen mit Zellendolomit vergesellschaftet), der die Basis der Aulmarmore bildet und dessen oberer Grenzhorizont zur Intrusion eines meist mächtigen Ophiolithbandes Veranlassung gab (vgl. Profil 1 der Tafel V). Der ursprüng-

liche Sedimentationsraum dieses die Basis des Aullappens bildenden Dolomites ist unmittelbar an den triadischen Ablagerungsraum der Valserschuppen südlich anzuschliessen, weshalb hier keine ausgeprägte Faziesdifferenz zu erwarten ist. Ebenso wird auch die Herkunft des weissen, blätterigen Quarzitzuges am Westfuss des Jägerberges, der im Profil 1 der Tafel V rund 1000 m unter dem Gryphaeenkalk der Alp Grava (Lokalität ⑬) am Rand eines Prasinitzuges hinabtaucht, im ursprünglichen triadischen Sedimentationsraum nicht weit entfernt von den Triasquarziten der Valserschuppen zu suchen sein; durch tektonische Vorgänge gelangte er später in ein etwas höheres Niveau innerhalb des Aullappens. Darüber erscheinen dann die mehrere hundert Meter mächtigen jurassischen Kalkmarmorserien des Aullappens ohne jedes Anzeichen triadischer Einlagerungen.

Schwieriger wird der triadische Altersnachweis aber bei einem bestimmten Gesteinstypus, der in den oberen Teilen des Aullappens auftritt, in jener Zone, wo oberhalb Nufenen die aus dem Gadriolzug GANSSER's hinüberziehenden Phengitgneise eingelagert sind, die durch KOPP (Lit. 76) — wie auf pag. 27 erwähnt — aus den genau gleichen Schichtserien des Piz Aul-Gebietes bekannt geworden sind; es handelt sich um auffällige Züge von blendend weissem, meist recht grobkristallinem, reinem Kalkmarmor. An einigen Stellen weist dieses massige Gestein einigen Kieselgehalt auf und tendiert in der Farbe etwa gegen gelbe Farbtöne. Soweit die Phengitgneiszüge vorhanden sind, werden sie durch das beschriebene Gestein in direktem Kontakt begleitet. Doch auch von der Stelle aus, wo die Phengitgneise westlich oberhalb Nufenen auskeilen, lassen sich die weissen Marmore in etlichen wenig mächtigen Zügen im obersten Teil des Aullappens durch unser ganzes Untersuchungsgebiet hindurch verfolgen bis zu der Stelle, wo der Aullappen bei Bucarischuna untertaucht. Es seien hier lediglich die Vorkommen im Bereiche der Alp Tomül erwähnt (vgl. Profil 1 der Tafel V), ganz besonders aber auch die in der Literatur häufig zitierte Fundstelle 250 m NNE der Kapelle Bucarischuna; hier erscheint das Gestein als grobkristalliner, etwa Fuchsit-führender Cipollin und wurde 20 m unterhalb der Strasse in einem noch vor Ende des letzten Jahrhunderts verlassenen Steinbruch ausgebeutet; es wurde hauptsächlich zur Herstellung von Grabsteinen verwendet. Dies ist auch die einzige Stelle unseres Untersuchungsgebietes, wo einige Dolomitschmitzen mit dem weissen Marmor in direktem Kontakt stehen. Aus dem Gebiete des Piz Aul beschreibt KOPP (Lit. 76) dieselben Marmore ebenfalls aus der obersten Zone des Aullappens und sagt: „Gelegentlich sind diese blendendweissen Marmore von Dolomit oder Triasquarzit begleitet, wodurch ihre triadische Natur sichergestellt ist."

Eine Diskussion dieser Altersannahme scheint uns aber aus folgenden Gründen notwendig zu sein: Die Feldaufnahmen lassen erkennen, dass diese weissen Marmorzüge in einer Zone liegen, die durch ihren Reichtum an eingelagerten Ophiolithzügen auffällt, so dass die weissen Marmore sehr häufig einerseits mit einem der Grünschieferzüge in direktem Kontakt stehen, anderseits mit den grauen Aulmarmoren jurassischen Alters, aus denen sich im übrigen die Schichtreihen des Aullappens in ganz überwiegendem Masse aufbauen. Diese Tatsache legt zuerst einmal die Vermutung nahe, es handle sich bei den grobkristallinen weissen Marmoren primär um jurassische Aulmarmore, die durch kontaktliche Beeinflussung seitens der Ophiolithzüge verändert wurden. Gegen diese Annahme sprechen aber folgende ausschlaggebende Punkte:

1. die im vorigen Abschnitt erwähnte Vergesellschaftung der weissen Marmorzüge mit gelegentlichen Dolomitschmitzen wie auch mit den wenigen Phengitgneislamellen;

2. die Tatsache, dass sie auch ohne direkten Kontakt mit Ophiolithzügen in genau gleicher Ausbildung vorkommen;
3. schliesslich finden sich dieselben reinen weissen Kalkmarmore im oberen Teil sicherer Triasprofile der Unteren Valserschuppen.

f) *Gravaserie und Tomüllappen.*

Diese beiden tektonischen Einheiten setzen beide mit äusserst komplex gebauten basalen Schuppenzonen ein, an deren Aufbau sich in einer heute fast unentwirrbaren Folge triadische und tiefliasische Schichtpakete beteiligen. Unter den sicher triadischen Schichtgliedern sind einmal zu erwähnen: rein weisse Quarzite und weisse quarzitische Phyllite, die an einzelnen Stellen, besonders im Kontakt mit den vielen eingelagerten Ophiolithzügen Chlorit, aber auch andere Prasinitmineralien aufnehmen. Durch ihre primär rein weisse Farbe unterscheiden sie sich von den bedeutend mächtigeren Horizonten der liasischen, meist grau oder bräunlich gefärbten Quarziten, die durch ihren variablen Gehalt an Kalk und an Albit gekennzeichnet sind.

Aus der Basisschuppenzone der Gravaserie seien an Fundstellen sicherer triadischer Quarzite genannt: die Vorkommen, die auf der Ostseite des Brennhoftobels WNW Nufenen beginnen und bis zum Kamm westlich des Lücklis hinaufziehen. Auf ca. 1850 m Höhe lassen sich sehr schöne Ophiolithkontakt-Erscheinungen erkennen, die später im Abschnitt über die Ophiolithe noch speziell erwähnt werden sollen. Zahlreiche Fundstellen von Triasquarzit treffen wir dann wieder zwischen Alp Tomül und Alp Grava, so in den Bachbetten 1,2 km SW des Piz Tomülgipfels, unterhalb 2300 m Höhe beginnend, und im Runsenkessel zwischen „Tomülboden" und Alp Grava 1,7 km WNW des Piz Tomülgipfels („Tomülboden" wird die weite Alpterrasse W bis SW unterhalb des Piz Tomül genannt); hier sind sie ebenfalls gekennzeichnet durch sehr instruktive, im Abschnitt über die Ophiolithe zu besprechende Erscheinungen ophiolithischer Mischgesteinsbildung. Schliesslich finden sich rein weisse Quarzitzüge im Bett des vom Piz Tomül-Westgrat gegen die Alp Grava hinunterfliessenden Baches, wenig südlich der neuen Alphütte Grava auf 2000 bis 2300 m Höhe. Hier zeigen sie oft einen „Quarzporphyr-ähnlichen" Habitus, bedingt durch die vielen porphyroblastischen Quarzkörner von etwa 1 mm Durchmesser, die in der feinen serizitisch-quarzitischen Grundmasse verteilt sind.

In der Basisschuppenzone des Tomüllappens finden wir im südlichst gelegenen Triasquarzit-Aufschluss unseres Untersuchungsgebietes, etwa 900 m SE des Lückli (nördlich Nufenen), ebenfalls diesen „Quarzporphyr-ähnlichen" Habitus. Von hier lassen sich die Lamellen und Züge triadischer Quarzite fast in regelmässiger Folge durch die Westhänge des Bärenhorns und den Bärenhorn-Nordwestgrat hindurch verfolgen in die Hintergründe des Kessels von Klein-Tomül und durch die Westhänge des Tomülgrates ins Gebiet des Tomülpasses und der Hänge südlich des Piz Tomül.

Zahlreicher ist das Auftreten von Dolomiten und Rauhwacken in den beiden basalen Schuppenzonen. Die Dolomitlinsen haben infolge der intensiven tektonischen Durchbewegung der ganzen Zone stets mehr oder weniger brecciösen Charakter angenommen, während die Rauhwacken arg verwalzt und mit Einschlüssen von Kristallin- und andern Gesteinssplittern erscheinen.

Aus der Basisschuppenzone der Gravaserie seien die ganz vereinzelten, ausgewalzten Dolomit- und Rauhwacke-Lamellen aus dem Gebiet westlich des Lückli erwähnt, dann die bereits regelmässigeren Züge, die im Bachbett südlich der Alp Tomül einsetzen, sich über eine mächtige Rauhwackenanschwellung im Bach SW des Piz Tomül (2240 m) bis in den weiten Kessel der Alp Grava fortsetzen und im Bach östlich Travisasch (s. Profil 1, Tafel V unterhalb dem Heuegrat Projektionspunkt ⑨) nochmals erscheinen.

Die Vorkommen aus der Basisschuppenzone des Tomüllappens seien hier nicht namentlich aufgeführt; aus Profil 1 der Tafel V, dessen Tracé dem Grenzkamm zwischen Valser- und Safiental folgt und somit stets in naher Nachbarschaft der hier zu besprechenden Aufschlüsse verläuft, sind die Verhältnisse ersichtlich.

Besonderer Erwähnung bedürfen aber noch folgende vereinzelt anzutreffende triadische Gesteinstypen:

1. An einigen Stellen begegnen wir sehr hellen Kalkmarmoren, die im Aussehen den beim Aullappen besprochenen triadischen Marmoren völlig entsprechen und deshalb zur Trias gerechnet werden müssen. Wir finden sie in der Basisschuppenzone der Gravaserie im Bereiche der Alp Grava, ein auffälliges Vorkommen aber auch in der Basiszone des Tomüllappens in der Gegend von Nufenen. Es treten hier massige, kieselige, eine schwache Bänderung andeutende Marmorbänke von meist hellgelben Farbtönen auf, die im Liegenden des obersten Ophiolithzuges von der Südseite des Hinterrheins in das auf der Nordseite gelegene Prajertobel hinüberziehen.
2. Im Hangenden der Rauhwackenvorkommen östlich Travisasch (1 km ENE Lunschania), d. h. in der Basiszone der Gravaserie, stossen wir auf Quartenschiefer-ähnliche tonige Phyllite — gleich ausgebildet wie jene der Zone von Lunschania — und wie dort vergesellschaftet mit Chloritschiefern, die im ersten Moment Veranlassung geben, in ihnen die nördlichsten Ausläufer der Ophiolithzüge zu vermuten, die weiter südlich zu dieser Zone gehören. Weiter südlich treten ähnliche, stets Chlorit-führende Phyllite sowohl in der Basis der Gravaserie wie auch des Tomüllappens auf, doch sind sie hier immer mit den vielen eingelagerten Grünschieferzügen vergesellschaftet, so dass im Felde nicht mehr mit Sicherheit unterschieden werden kann, was primäre Quartenschieferähnliche, d. h. triadische Phyllite und was durch sekundäre ophiolithische Stoffaufnahme entstandene Chlorit- und Albit-führende Phyllite sind (vgl. dazu die Ausführungen im Abschnitt über die Ophiolithe).

2. Zusammenfassung der Trias-Lithologie und -Stratigraphie (mit Tabelle b).

Im vorigen haben wir sämtliche tektonischen Einheiten unseres Untersuchungsgebietes der Reihe nach durchgangen und versucht, die darin enthaltenen triadischen Schichthorizonte ihrer Ausbildung nach und in stratigraphischer Hinsicht zu gliedern. Eine Übersicht der dargelegten Verhältnisse gibt Tabelle b.

3. Petrographische Übersicht der Triassedimente (Dünnschliffuntersuchungen).

Die durch makroskopische Beobachtung im Felde durchführbare Gliederung der Triassedimente ist mit dem Gesagten wohl genügend klar dargestellt. Zu erwähnen bleiben noch einige aus der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung resultierende Beobachtungen.

a) *Gruppe der Triasquarzite.*

Ein rein weisser Quarzit von „quarzporphyrischem" Aussehen zeigt folgendes Schliffbild (Schl. 724, Basiszone des Tomüllappens südlich Lückli ob Nufenen):

		Vol. %
HG:	Quarz: 1. blastopsammitisches Grundgewebe bildend, mit Einzelkorndurchmessern von meist unter 0,2 mm	64
	2. in Form von in Strukturelement 1. eingestreuten Porphyroblasten von 0,5 bis 1 mm Durchmesser (undulös auslöschend)	25
	Serizit/Muskovit in streng parallel gerichteten Lagen	10
UG:	Ausserordentlich feine Rutilstengelchen von unter 0,01 mm Länge, Zirkon und evtl. Turmalin.	

In einem sonst genau gleich ausgebildeten Gesteinstyp vom Tomülpass (Schl. 632) erkennen wir schon makroskopisch neben den Serizithäuten einzelne Lagen und Nester von gebleichtem Biotit, die in der Schliffuntersuchung durch ihre weitgehende Ähnlichkeit mit Phengit auffallen. Durch Umwandlung des Biotits entsteht der für viele Triasquarzite charakteristische Gehalt an Chlorit, z. B. (Schl. 740 aus den tieferen Teilen des Aullappens am Südende des Jägerberg-westabfalls):

HG: Quarz in pflasterförmigem Gewebe
Muskovit/Serizit in parallelgerichteten Bändern
NG: Chlorit
UG: Turmalin, Apatit, Zirkon, Erz.

Einige Triasquarzitzüge, die in Kontakt mit Ophiolithen stehen, verdanken ihren Gehalt an Albit sowie an etwa auftretendem Epidot und wohl auch an Titanmineralien höchstwahrscheinlich ophiolithogener Stoffzufuhr, worüber später im Abschnitt über die Ophiolithe eingehend diskutiert werden soll. Als Beispiele hierfür sei der Mineralbestand der Schliffe 700 und 701 aufgeführt, die einem Quarzitzug aus einer Runse unterhalb Pradetsch entstammen (1680 m, östlich Therme Vals):

HG: Quarz, blastopsammitisches Grundgewebe bildend, mit Einzelkorndurchmessern von 0,1 bis 0,2 mm
Muskovit/Serizit mit schwach grünlichem Pleochroismus und —2 V von nur 5 bis 10°, also phengitisch
Chlorit, als Umwandlungsprodukt in grösseren Nestern phengitischen Muskovits sitzend
NG: Albit, schwach poikiloblastisch, angereichert in den Glimmerbändern zusammen mit den Titanmineralien der UG
Calcit
Epidot, in kleinen zerbrochenen Körnern
UG: Titanit und Leukoxen, Rutilnädelchen, Apatit, Turmalin, Zirkon, Erz.

Andere noch deutlichere Beispiele ophiolithischer Kontaktwirkung bzw. ophiolithogener Stoffzufuhr sind im Abschnitt über die Ophiolithe angeführt, wo sie auch umfassend diskutiert werden.

b) *Gruppe der Dolomite, Rauhwacken und Triasmarmore.*

Die mikroskopische Untersuchung fördert gegenüber der bereits beschriebenen makroskopischen Feldbeobachtung keine neuen Gesichtspunkte. Erwähnt sei, dass auch diese Gesteine im Zusammenhang mit der Ophiolithintrusion Veränderungen erfahren haben, worüber im Abschnitt über die Ophiolithe Näheres auszuführen sein wird. Jedenfalls muss auch der an vielen Stellen zu beobachtende auffällig hohe Gehalt der Dolomite an Albit, mit einer Albitphase, die mit den Ophiolithen in Zusammenhang steht, erklärt werden.

Dieselben Beobachtungen beschreibt NEHER (mündliche Mitteilung) wie auch JÄCKLI (Lit. 60, pag. 42) aus den Dolomitvorkommen der Bruschghornzone. Sie sind aber auch durch R. STAUB (mündliche Mitteilung) in manchem anderen alpinen Triasprofil festgestellt worden.

c) *Gruppe der Quartenschiefer, bzw. der Quartenschiefer-ähnlichen Phyllite.*

Makroskopisch wie mikroskopisch lassen sich die Quartenschiefer-ähnlichen Phyllite etwa in folgende drei Hauptgruppen einteilen, deren Mineralbestand im folgenden dargestellt ist:

Tabelle b. Die Ausbildung der Trias in den verschiedenen tektonischen Einheiten.

Zone der Lugnezerschiefer	Zone von Lunschania/Terri	Untere Valserschuppen	Obere Valserschuppen	Aullappen	Gravaserie u. Tomüllappen
(Pitascher- und Peidener Triaszüge)	(lediglich tektonisch stark in Mitleidenschaft gezogene Triasprofile bekannt)	(vollständige, tektonisch ungestörte Triasprofile nicht vorhanden)	(alle Triaszüge tektonisch weitgehend deformiert, sodass die primären stratigraphischen Lagerungsverhältnisse kaum mehr erkennbar sind)		
Quartenschiefer, z. T. mit Einlagerungen quarzitischer Schiefer mit Dolomitbändern	Quartenschiefer-ähnliche Tonschiefer, helle tonig-kalkige Serizitphyllite, Chloritphyllite und Chloritschiefer	im obern Teil der Triasprofile z. T. geringmächtige, verschürfte Quartenschieferähnliche Phyllite			vereinzelt auftretende Quartenschiefer-ähnliche tonige Phyllite und Chloritschiefer
Rauhwacke gelber Rötidolomit, in den oberen Teilen mit Rauhwacke wechsellagernd	Rauhwacken primär wahrscheinlich vorhanden gewesen; jetzt tektonisch völlig ausgewalzt Dolomite und dolomitisch-kalkige Marmore (wenig mächtig) wenig mächtige verquarzte brecciöse Dolomite (tektonische Breccien)	weisse oder graue, etwa auch gebänderte Kalkmarmore helle, oft gebänderte Dolomite Rauhwacke Kieseliger, Serizit-führender sehr feinplattiger, weisser bis hellgelber Dolomit schwach dolomitischer oder rein kalkiger grauer oder weisser Marmor heller, meist weisser bis hellgelber, gelb anwitternder Dolomit, oft zuckerkörnig plattiger stahlgrauer, z. T. dunkler Dolomit massiger kieseliger, Serizitreicher hellbraungrauer Dolomit	gelbe bis weisse, oft kieselige Kalkmarmore, z. T. gebändert. (evtl. Infralias ?) Zellendolomite und Rauhwacken (Trias stets wenig mächtig)	etwas kieselige gelbliche, meistens aber rein weisse Marmore, z. T. grobkristallin (Cipollin) (evtl. Infralias ?) (Trias wenig mächtig)	helle, meist kieselige, oft gebänderte massige Marmore (evtl. Infralias ?) (Trias stets wenig mächtig)	meist brecciöse Dolomite; Rauhwacken, tektonisch weitgehend verwalzt (mit Einschlüssen von Kristallin- und andern Gesteinssplittern)
			Dolomite und dolomitische Marmore; brecciöse Dolomite (tektonische Breccien)	ganz vereinzelt auftretende Dolomite, dolomitische Marmore, Zellendolomite und Rauhwacken	
weisse Quarzite und quarzitische Phyllite	weisse Quarzite und quarzitische Phyllite	weisse Quarzite in geringer Mächtigkeit	weisse Quarzite und quarzitische Phyllite in geringer Mächtigkeit		

1. quarzreiche Phyllite (Schl. 783 und 784):

HG: Serizit in dichten Lagen, begleitet von graphitischem Pigment (umgewandelte tonige Substanz).
Quarz, in blastopsammitischen Nestern angereichert.

NG: zum Teil Calcit.

UG: Turmalin, feinste Rutilnädelchen, Apatit, Pyrit und limonitisierte Substanz.

2. helle tonige Phyllite (Schl. 782 und 794):

HG: toniges Grundgewebe, fast völlig in feine Serizitstränge umgewandelt, die prachtvolle Clivage-Erscheinungen zeigen.
Darin als Porphyroblasten:
Albit, meist voller Einschlüsse von feinsten Rutilnädelchen und von Quarztröpfchen.

NG: Quarz, zum Teil Calcit, zum Teil Chlorit.

UG: Rutil, Magnetit, schwarzes kohliges Pigment.

3. grüne Phyllite bis Chloritschiefer (Schl. 781, 785, 787):

HG: toniges, serizitisiertes Grundgewebe nicht immer vorhanden, manchmal nur wenig Serizit/Muskovit.
Quarz in Plasterstruktur.
Chlorit.

NG: zum Teil Calcit.

UG: Turmalin, Apatit, kohliges Pigment.

Besonderer Erwähnung bedürfen einzelne Typen der dritten Gruppe, welche die Chlorit-führenden Schiefer und Phyllite umfasst. Wir begegnen hier Gesteinen, die ohne weiteres als ophiolithische Schiefer angesehen werden könnten, wenn man sie nur makroskopisch betrachtet. Besonders auffällig ist dies bei den ziemlich mächtigen Vorkommen Quartenschiefer-ähnlicher Schiefer am Nordrand der Zone von Lunschania/Terri zwischen Mariaga und Barboda (nördlich Lunschania), sowie bei jenen grünen Schiefern aus der basalen Schuppenzone der Gravaserie, die im Bächlein östlich Travisasch anstehen und auf pag. 37 bereits erwähnt wurden. Doch sind ja aus den unvergleichlich mächtiger entwickelten gotthard-massivischen Quartenschieferserien seit langem entsprechende Gesteinstypen bekannt, ohne dass dort die Schwierigkeit bestehen würde, sie von ähnlichen Gesteinstypen ophiolithischen Ursprungs unterscheiden zu müssen.

Tabelle c. Die Ausbildung der Bündnerschiefer in den verschiedenen tektonischen Einheiten.

Alters-Annahme	Zone der Lugnezer-schiefer	Zone von Lunschania/Terri	Obere Valserschuppen (Die Unteren Valserschuppen führen nur einzelne verschürfte Bündnerschieferlamellen; sie sind z. T. als Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, z. T. als Granatschiefer ausgebildet.)	Aullappen	Gravaserie	Tomüllappen
						Höhere Schichtglieder siehe Arbeiten von JÄCKLI (Lit. 60) und von NEHER „Série compréhensive" bis zum Flysch
Malm	Kalkschiefer mit massigen Kalkbänken					
						Nollakalkschiefer
						Nollatonschiefer, z. T. m. dichten Quarzitzügen
Dogger (inkl. Aalénien)	tonige Kalkschiefer bis kalkige Tonschiefer	schwarze Tonschiefer = „Terrischiefer"			tonig-sandige Kalkphyllite: Nach KOPP: „Tomülschiefer"; Nach WILCKENS: „Bärenhornschiefer"	
Oberer Lias		Tonschiefer und tonige Kalkschiefer mit Kalkbänken	Tonige Kalkphyllite, oft sandig, darin eingelagert: Kalkmarmor-Züge; schwarze graphitreiche Tonschiefer		marmorisierte Kalke u. Kalkschiefer, oft etwas sandig	
					Quarzite von „gneisquarzitischem" Habitus, bestehend aus: Quarz, Albit, Glimmer und mit wechselndem Karbonatgehalt	
Mittlerer Lias	Kalkschiefer	„Gneisquarzite" mit blastopsammitisch struiertem Mineralbestand von Quarz, Feldspäten, Glimmer und mit wechselndem Kalkgehalt	graue Albit-Quarzite		meist sandige Kalkphyllite und Tonschiefer mit Quarzitbänken	
Unterer Lias		marmorisierte Kalkbänke; schwarze Kalkphyllite und Tonschiefer; Einzelne brecciöse Lamellen mit wenigen schwarzen, stark ausgewalzten Dolomitkomponenten in kalkigem Bindemittel	Kalkglimmerschiefer, ± tonig, meist sandig, mit Einlagerungen von: eisenschüssigen, teils brecciösen Horizonten; einigen Lamellen brecciöser Kalkschiefer, teils mit Dolomitkomponenten; grauen Serizitmarmorzügen mit Bänderkalken und Kieselschnurkalken	Aulmarmore: graue, bankige marmorisierte Kalke, teils kieselig, oft gebändert; schwach tonige oder sandige Kalkschiefer, durch Metamorphose übergehend in teils grob marmorisierte Kalkglimmerschiefer; ganz vereinzelte dünne brecciöse Kalkschiefer	feinere Breccie als die untere (gegen Norden in brecciösen Kalken ausklingend); eisenschüssiger Sandstein u. Gryphaeenkalk; grobe Breccien mit bis zu mehreren cm grossen Dolomitkomponenten in kalkigem Bindemittel (gegen N Ausklingen der Breccienschüttung); Kalkmarmorzüge mit marmorisierten Bänderkalken und Kieselschnurkalken	Basale Schuppenzonen, bestehen neben den hier nicht angeführten triadischen Schichtgliedern aus meist ± tonigen Kalkglimmerschiefern oder tonig-sandigen Kalkphyllite mit einzelnen dünnen grauen Quarzitzügen und folgenden charakteristischen Gesteinshorizonten:

III. Bündnerschiefer.

Allgemeines (mit Tabelle c, pag. 41).

Wohl die schwierigste, zugleich aber auch wichtigste Aufgabe geologischer Natur, die in unserem Untersuchungsgebiet zu verfolgen war, bestand darin, zu versuchen, die komplex gebauten Bündnerschieferserien nach stratigraphischen Gesichtspunkten zu gliedern. Um aber eine stratigraphische Gliederung zu ermöglichen, genügte es nicht, all die komplizierten tektonischen Phänomene der Schuppung, des Abreissens ganzer Schichtverbände längs Scherflächen usw. im Terrain zu erkennen, um daraus die primären Lagerungsverhältnisse rekonstruieren zu können. Denn auch nach einer solchen Rekonstruktion der Sedimentationsverhältnisse im ursprünglichen Ablagerungsraum waren zur stratigraphischen Einordnung der einzelnen typischen Gesteinshorizonte erst noch weitgehende lithologische Vergleiche notwendig, um so mehr, als nur ein einziger Horizont, nämlich der unterliasische Gryphaeenkalk, eine direkte altersmässige Bestimmung auf Grund der Fossilführung gestattete. Wichtige Vorarbeit, auch für die Gliederung der Bündnerschieferserien unseres Untersuchungsgebietes, ist bereits durch die Arbeiten Staub's (Lit. 143, 145 und 146) und seines Schülers Jäckli (Lit. 60) geleistet worden. Es betrifft dies vor allem die Bündnerschiefer des Tomüllappens, die über das Safiental ins engere Untersuchungsgebiet Jäckli's hinüberziehen.

Der Tomüllappen, die höchste tektonische Einheit des gesamten Aduladeckensystems, nahm im ursprünglichen Ablagerungsraum die südlichste und wohl tiefste Stelle des Adula-Geosynklinalgebietes ein, jenen Raum, der nördlich an die Geantiklinale der Tamboschwellenzone anschloss und am längsten und regelmässigsten seinen steten Trogcharakter beibehielt. Schon zur Liaszeit war dieser Trog ausgebildet, und höchstwahrscheinlich spielte sich in ihm die Sedimentation in steter Folge — wenn auch vielleicht mit einzelnen Unterbrüchen — bis hinauf zu den Flyschbildungen ab. Wir dürfen deshalb die Schichtreihe des Tomüllappens im grossen als „série compréhensive" auffassen und werden sie im folgenden als Ausgangspunkt für die stratigraphische Gliederung der übrigen tektonisch zusammengehörenden Bündnerschieferserien benutzen. Einen zusammenfassenden Überblick über die Ausbildung der Bündnerschieferserien in den verschiedenen tektonischen Einheiten vermittelt Tabelle c (wie auch Tafel IV), so dass die nachfolgenden Ausführungen als Erläuterung zu dieser Tabelle gedacht sind.

1. Zone der unter- und mittelliasischen Kalkglimmerschiefer und Quarzite (inkl. „Bündnerschiefergneise").

a) *Tomüllappen.*

Unterer Lias. In sehr komplexen Verschuppungen mit triadischen weissen Quarziten und ausgewalzten, brecciös gewordenen Dolomitlamellen einerseits, mit zahlreichen Ophiolithzügen und all ihren ophiolithogen beeinflussten Nebengesteinen anderseits, bestehen die basalen Bündnerschiefer des Tomüllappens aus mehr oder weniger tonigen Kalkglimmerschiefern oder tonig-sandigen Kalkphylliten, in die regellos einzelne dünne Züge von Albit-führenden Quarziten eingelagert sind. Bei letzteren handelt es sich um eigentliche „Bündnerschiefergneise", Albitgneise mit blastopsammitischer Struktur in petrographischem Sinne,

aber auch nach ihrem Gneis-ähnlichen Aussehen beurteilt. Ausserdem lassen sich in diesen basalen verschuppten Kalkglimmerschieferserien einzelne durch besondere Merkmale gekennzeichnete Gesteinshorizonte ausscheiden, die uns eine feinere stratigraphische Unterteilung gestatten:

1. In enger Nachbarschaft mit Trias sind es einige Kalkmarmorzüge, in denen einzelne Partien als sehr schöne graublau/weiss gebänderte marmorisierte Kalke, andere als deutliche Kieselschnurkalke ausgebildet sind. Der Hauptanteil der Sedimentation dieser Bildungen dürfte in Analogie zu ostalpinen Profilen am ehesten ins Hettangien zu setzen sein. Möglicherweise haben sich aber auch noch im höheren Lias Bänderkalke und Kieselschnurkalke gebildet.
2. An Stellen, wo angenommen werden darf, die primäre Lagerung sei durch die tektonischen Vorgänge nicht wesentlich gestört worden, finden sich im Hangenden der Schichtserien mit den Bänder- und Kieselschnurkalken verschiedene Breccienhorizonte. Der auffälligste Typus ist eine grobe Breccie, die in einer dunkelgrauen, kalkigen und oft marmorisierten Grundmasse teils deutlich gerundete, teils aber auch eckige Komponenten von gelbem oder stahlgrauem, zum Teil auch braunem Dolomit führt. Diese Komponenten werden selten über 10 cm gross, können aber durch tektonische Auswalzung sehr langgestreckt werden. In diesem Fall sind sie gewöhnlich nur noch auf angewitterten Flächen in voller Deutlichkeit erkennbar.

   Von WILCKENS (Lit. 168) ist dieses Gestein nach dem schönsten von ihm aufgefundenen Vorkommen am Faltschonhorn südwestlich des Piz Aul als „Faltschonbreccie" bezeichnet worden. Erstmals erwähnt wird dieser Gesteinstyp von ROOTHAAN (Lit. 108), der ihn, nach Rücksprache mit R. STAUB, mit der „Brèche du Télégraphe" vergleicht.

   Ein zweiter Breccientypus, der höchstwahrscheinlich einer anderen, zeitlich etwas jüngeren und viel schwächeren Schüttungsperiode angehört, ist eine eigentliche Kalkbreccie, in der die dunklen Kalkkomponenten im grauen Kalkbindemittel meist nur auf angewitterten Gesteinsflächen ins Auge stechen. Vereinzelt tritt noch ein dritter sehr feiner Breccientypus auf, der durch seine nur Millimeter-grossen Kalkkomponenten und die nur sehr wenig zahlreichen Dolomiteinsprenglinge charakterisiert ist.

   Wir können demnach den unterliasischen Schüttungszyklus in drei Phasen unterteilen, wobei aber die älteste, d. h. erste Phase deutlich am intensivsten war. Die Schüttung erfolgte von Süden her. Dementsprechend sind die Breccien im südlichsten Teil unseres Untersuchungsgebietes am gröbsten und schönsten entwickelt und klingen gegen Norden verhältnismässig rasch aus.

   Die südlichsten Aufschlüsse liegen östlich oberhalb des Lückli (NNW ob Nufenen), von wo sich die Breccienhorizonte um das Bärenhorn, durch die obersten Westhänge des Tomülgrates zum Tomülpass und in den Piz Tomül-WNW-Grat weiterverfolgen lassen. Von hier aus klingen sie gegen Norden sukzessive aus und verlieren sich noch vor dem Erreichen des Grates zwischen Thälihorn und Crap grisch.

3. Zwischen den Breccien liegt der einzige, auf Grund seines Fossilgehalts stratigraphisch genau fixierbare Horizont. Er ist infolge seiner rostbraunen Farbe oft schon aus Entfernung sichtbar; sie rührt von hohem Eisengehalt und der dadurch bedingten rostigen Verwitterung her. Teils sind es eisenschüssige kalkige Sandsteine, die stellenweise zu rostigem Grus zerfallen, teils kieselige, nur schwach marmorisierte Kalkbänke, die normalerweise höchstens Meterdicke erreichen. Das besondere Merkmal dieses Gesteinstyps ist sein oft sehr reicher Gehalt an Fossilien. Auf angewitterter Gesteinsoberfläche stechen darin in erster Linie die sehr zahlreichen Gryphaeen-

Querschnitte hervor, die sich als weisse Steinkerne vom umgebenden dunkleren Kalk deutlich und scharf abheben. Durch die von Herrn Prof. A. JEANNET gütigst durchgeführte Bestimmung kann es sich dabei nur um *Gryphaea arcuata* LAM. handeln. Vereinzelt finden sich daneben auch Belemniten und Crinoiden-Reste.

Mit schönen Gryphaeen-Querschnitten lässt sich dieser Horizont feststellen 300 m östlich des Lückli, wo er von etwa 2700 m an gegen den 2750 m hohen Grat ansteigt; nördlich unterhalb der Wasserscheide des Grates findet man ihn wieder rund 50 m westlich des Tümpels, der am Fusse des Schuttfeldes 600 m NE des Lückli oder 850 m SSW des Bärenhorngipfels auf 2710 m Höhe liegt, dann wieder im NW-Grat des Bärenhorns auf ca. 2730 m Höhe und schliesslich nochmals 900 m NE dieser Lokalität, 300 m westlich unterhalb des Passes Beim Bären im Klein Tomül. Dazwischen und weiter nördlich sind es oft nur die eisenschüssigen Sandkalke, die diesen sicher zum Sinémurien gehörenden Horizont repräsentieren.

Wie schon erwähnt, treten meist feinere Breccien nochmals im Hangenden des Gryphaeen-Horizontes auf, eingebettet in vorwiegend sandige Kalkphyllite mit einzelnen Quarzitlamellen, worüber ein typisches schwarzes Tonschieferband das Liegende des höchstwahrscheinlich mittelliasischen mächtigen Quarzitzuges bildet.

Mittlerer Lias. Aus Profil 1 auf Tafel V geht hervor, dass für die Intrusion des mächtigen obersten Ophiolithzuges die Hangendgrenze eines bis zu 50 und 60 m mächtigen Quarzitzuges benutzt worden ist. Es ist ein Albitquarzit, also ein Bündnerschiefergneis, auf frischem Bruch von grauer, in der Anwitterung gewöhnlich von graubrauner Farbe. Als Hauptgemengteile führt er Quarz, Albit und Muskovit. Calcit kann häufig als Nebengemengteil hinzukommen, etwa auch Chlorit. Als Übergemengteile treten Apatit, Zirkon, Titanit und Erz auf. Die Struktur ist typisch blastopsammitisch. Dieser charakteristische Horizont, der im Tomüllappen, wie die tieferen Schichtglieder, gegen Norden bald ausklingt bzw. seine spezifische und charakteristische Ausbildung gegen Norden verliert, stellt nicht etwa eine vereinzelte mittelliasische Bildung dar. Wir finden analoge Bildungen angedeutet in der Gravaserie und in den Oberen Valserschuppen, ganz ausgesprochen aber dann wieder im nächsten eigentlichen Geosynklinaltrog, der im abgewickelten Faziesprofil direkt nördlich der Adulaschwelle liegt, in der Zone von Lunschania und des Piz Terri.

Schliesslich sind Quarzite von verblüffend analoger Ausbildung wiederum bekannt aus den „gotthardmassivischen" Bündnerschiefern, wo sie durch verschiedene Autoren, insbesondere durch EICHENBERGER (Lit. 31) und neuestens durch H. HUBER (Lit. 58) festgestellt und sicher dem mittleren Lias zugewiesen werden konnten. Auch aus den Verhältnissen unseres Untersuchungsgebietes muss auf mittelliasisches Alter geschlossen werden.

b) *Gravaserie.*

Im grossen erkennen wir hier in der basalen unter- bis mittelliasischen Schuppenzone genau die gleichen Horizonte wieder, die uns schon bei der vorangegangenen Besprechung der basalen Bündnerschiefer des Tomüllappens begegneten. Dies ist auch nicht verwunderlich, stellt doch die Gravaserie als Ganzes nichts anderes dar, als einen mächtigen basalen Schürfling des Tomüllappens. Im einzelnen zeigt aber die Gravaserie infolge der hier intensiveren tektonischen Beanspruchung eine stärkere Verschuppung, sodass die ursprünglichen Schichtverbände gänzlich auseinandergerissen erscheinen.

Bänderkalke und Kieselschnurkalke treten an einigen Stellen in den Kalkmarmorzügen im Liegenden der Breccienhorizonte auf. Über die Verteilung der Breccienhorizonte gibt die Schichtreihe auf Tafel IV Aufschluss. Sie sind fast in ihrer Gesamtheit ziemlich weit nach Norden vorgeschürft worden und setzen erst im Gebiet zwischen Tomülalp und Alp Grava ein, dafür aber in umso schönerer Ausbildung. Die Art der Breccien und ihre Verteilung entspricht völlig den Verhältnissen im Tomüllappen. Und genau so wie dort hat sich zwischen den gröberen basalen Breccien und den feineren in den höheren Lagen ein eisenschüssiger, teils mehr sandiger, teils mehr kalkiger Horizont eingelagert, der durch seine Fossilführung, besonders an Gryphaeen gekennzeichnet ist.

Die schönste Gryphaeen-Fundstelle liegt in der oberen SW-Ecke der Alp Grava, rund 400 m NE des P. 2322,3 der Siegfriedkarte, welcher P. 2318,8 der Neuaufnahmen 1:25000 für die Landeskarte der Schweiz entspricht. Hier können nicht allein Gryphaeen-Querschnitte beobachtet werden, sondern es finden sich in der leicht kalkigen, rostig-sandigen Grundmasse des Gesteins, durch die Verwitterung prachtvoll herauspräpariert, völlig erhaltengebliebene weiss-marmorisierte Steinkerne von *Gryphaea arcuata* LAM. Eine schöne Steinplatte von diesem Fundort ist in der Belegsammlung im Geologischen Institut Zürich deponiert.

Besonderer Erwähnung bedürfen die Albitquarzite der Gravaserie, die im nördlichen Sektor des Untersuchungsgebietes lithologisch völlig analog den mittelliasischen Quarziten des Tomüllappens ausgebildet sind. Verschuppt mit den obersten Breccienhorizonten treffen wir sie in etlichen dünnen Zügen im Bereich der Alp Grava, wie das aus Profil 1 der Tafel V hervorgeht. Weiter südlich aber erreichen die Albitquarzite einen höheren Grad metamorpher Umwandlung: es sind dann eigentliche Albitgneise von quarzitischem Habitus, nicht nur im petrographischen Sinn, sondern auch nach dem Eindruck, den sie im Felde erwecken. In einem mächtigen Komplex finden wir sie in der Basis der Gravaserie angereichert in der Ostflanke des Brennhoftobels westlich Nufenen, von wo sie bis zum Kamm zwischen Lückli und Valserhorn hinaufziehen und jenseits hinunter gegen das Öchsli; hier nehmen sie an Mächtigkeit rasch ab. Wer diesen Komplex von „Bündnerschiefergneis" etwa im Brennhoftobel oder im Grat Lückli-Valserhorn studiert, ohne die weiteren Verbandsverhältnisse näher zu betrachten, könnte ohne weiteres auf den Gedanken kommen, es handle sich um Gneise der Casannaschieferserie; eine solche Annahme liesse sich aber schwer vereinbaren mit der Beobachtung, dass am einen Ort massige Gneisbänke durch Zunahme des Kalkgehalts sukzessive in Kalkglimmerschiefer überleiten, am andern Ort einzelne Gneislagen eine ausgesprochene Tendenz zum Aufblättern zeigen. Es entstehen dadurch hellbraune bis gelbe, zu sandigem Grus verwitternde Serizitschiefer, die bei der mikroskopischen Untersuchung noch den gleichen Mineralbestand zeigen wie der Gneis, also nicht als stratigraphischer Horizont prinzipiell anderer stratigraphischer Provenienz angesprochen werden können.

Auch die Dünnschliffuntersuchung etlicher Gesteinsproben dieses Gneises spricht für sein posttriadisches Alter, unterscheidet er sich doch durch seine kaum verzahnte, ausgesprochen blastopsammitische Struktur deutlich von den inniger verzahnten Gesteinstypen von sonst teilweise gleichem Mineralbestand, die der Casannaschieferserie angehören. Über die volumenmässige Beteiligung der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien gibt folgende Zusammenstellung Aufschluss:

Prozentuale volumenmässige Zusammensetzung der Albitquarzite („Bündnerschiefergneise") aus dem Brennhoftobel (W Nufenen) und vom Grat Valserhorn–Lückli.

(Pfeile: Richtung der Umwandlung zu Chlorit)

Quarz	Albit	Glimmer	Chlorit	Calcit	Epidot	Leukoxen	Apatit	Zirkon	Erz	Dünnschliff u. Handstück-Nr.
55	15	gewöhnlicher und schwach pleochr. Muskovit: 20 →	NG			UG	UG		UG	719
40	40	gewöhnl. Muskovit: 7 wenig schwach pleochr. Musk. →	NG	7		UG	UG		UG	706
40	37	gewöhnl. Muskovit: 15	5	NG	NG		UG	UG	UG	708
30	25	gewöhnl. Muskovit: 15 wenig schwach pleochr. Musk. →	10	15		UG	UG	UG	UG	615
30	25	Muskovit durch limonitische Erzimprägnation stark verunreinigt: 12		30			UG		UG	707

Beim schwach pleochroitischen Muskovit, dessen Pleochroismus zwischen n_α = farblos und n_γ = gelbliches bis bräunliches Hellgrün schwankt, handelt es sich wohl um eine Art phengitischen Muskovits, der aber mikroskopisch wie besonders auch makroskopisch lange nicht die typischen saftig-grünen Farben erlangen kann, wie wir sie bei den phengitischen Muskoviten in den Ortho- und Injektionsgneisen kennengelernt haben. Doch kann auch hier die Umwandlung dieses pleochroitischen Muskovits zu Chlorit in analoger Weise wie die Chloritisierung des phengitischen Muskovits beobachtet werden, ebenfalls mit den verschiedenen Zwischenstufen, wie das bei der Beschreibung des Mineralbestandes der Ortho- und Injektionsgneise auf pag. 24 (zweitunterster Abschnitt) näher erläutert worden ist.

c) *Aullappen.*

Ganz besondere Sedimentationsverhältnisse kennzeichnen zu Beginn der Jurazeit den Raum des Aullappens. Hier gelangten in der Hauptsache sehr reine Kalke zur Ablagerung, beinahe frei von jeglicher terrigenen Einschwemmung. Über die Faziesbedingungen, die zur Bildung dieser Kalkserien führten, wird später im Hauptabschnitt E „Faziesentwicklung" noch zu sprechen sein. Hier seien lediglich die wesentlichsten Merkmale der Bündnerschieferserien des Aullappens knapp erläutert.

Als tiefliasische Bildungen müssen höchstwahrscheinlich die schwach tonigen, meistens aber ziemlich sandigen Kalkschiefer aufgefasst werden, die an wenigen Stellen in geringmächtigen Paketen über der basalen Trias zur Ablagerung gelangten. Dazu müssen einzelne tonreichere und sandigere Züge in den W- und NW-Abstürzen des Valserhorns gezählt werden, sowie höher metamorphe Züge desselben Gesteins in den südlichen Teilen des Jägerberg-Westabfalls zwischen Vals und Bucarischuna (4 km N Vals). Hier finden sich damit vergesellschaftet auch einige brecciöse Kalkschieferlagen — nicht weit entfernt von einem eingeschuppten Triasquarzit (s. Profil 1, Tafel V) —, die vielleicht im Zusammenhang mit derselben Schüttungsperiode entstanden sind, welche im Raum des Tomüllappens und der Gravaserie die Dolomitbreccien hervorgerufen hat. Die

besprochenen Gesteinstypen lassen sich als Kalkglimmerschieferserie zusammenfassen.

In der ganz überwiegenden Hauptsache aber baut sich der Aullappen auf aus hell- bis blaugrauen, plattigen bis bankigen Marmoren, mehr oder weniger reich an Serizit bis Muskovit, und mit einer charakteristischen braunen Anwitterungsfarbe. Häufig sind sie in einzelnen Lagen kieselig, sodass einerseits bei gleichmässiger Verteilung des Kieselgehalts Kieselkalke und Kieselmarmore entstehen können, anderseits aber durch Anreicherung des Kieselgehalts längs den Schichtlagen eigentliche Kieselschnurkalke. KOPP (Lit. 76) hat diesen Gesteinstypus, der infolge seiner massigen Ausbildung überall hohe Felswände und Abstürze bildet, als Aulmarmor bezeichnet, erreicht er doch in den schroffen Südwänden des Piz Aul eine Mächtigkeit von fast 1000 m. Vom Piz Aul streichen diese Aulmarmore hinüber in die Westwände des Jägerbergs zwischen Vals und Bucarischuna, setzen sich fort in den steilen Felswänden oberhalb der Heuberge, bis zum Grat Horn–Teischerhorn hinaufreichend, ziehen unterhalb des Öchsli hindurch in den Klotz des Valserhorns und erreichen durch die Wandfluh den Talboden des Rheinwalds zwischen Nufenen und Hinterrhein; südlich des Rheinwalds können sie wieder erkannt werden in der „Unteren Uccellozone" GANSSER's (Lit. 38). An einigen Stellen kann beobachtet werden, wie durch die Zunahme von verschiedenfarbigen Lagen Bänderkalke entstehen können.

Nicht allein aus dieser Neigung zur Bildung von Bänder- und Kieselschnurkalken, sondern auch aus der allgemeinen Lage gegenüber der Trias muss für die Aulmarmore liasisches Alter angenommen werden. Wie lange allerdings die Sedimentation der Aulmarmore gedauert hat, kann mit Sicherheit nicht festgestellt werden, deshalb nämlich, weil jüngere Ablagerungen von anderer fazieller Ausbildung im Aullappen überhaupt fehlen. Für die obere stratigraphische Begrenzung der Aulmarmore können wir höchstens aus der Tatsache Schlüsse ziehen, dass wir einerseits nur in den unterliasischen Kalkmarmorzügen der übrigen tektonischen Einheiten der Adula (Tomüllappen, Gravaserie, Obere Valserschuppen) den Aulmarmoren lithologisch völlig analog ausgebildete Horizonte feststellen können, anderseits dagegen im Aullappen nirgends irgendwelche Äquivalente zu den mittelliasischen Quarziten existieren, die sonst in allen übrigen tektonischen Einheiten der Misoxerzone vorhanden sind; ebenso fehlen im Aullappen Äquivalente zu stratigraphisch noch höheren Serien anderer tektonischer Einheiten (z. B. den sonst tonig ausgebildeten Sedimenten des oberen Lias und Doggers). Es ist deshalb anzunehmen, dass die Sedimentation im Raume des Aullappens wahrscheinlich schon zur Zeit des mittleren Lias abgeschlossen war.

An sich wäre es für den Aullappen sehr wohl denkbar, dass primär jüngere Sedimente als die heute aufgeschlossenen vorhanden gewesen, später aber abgeschert worden wären. Die gleiche Annahme liesse sich auch für die im folgenden behandelten Valserschuppen postulieren. Es scheint aber unter einer solchen Annahme unverständlich, wohin solche allfällig jüngeren Serien gelangt sein könnten, ist es doch kaum wahrscheinlich, dass sie unter die heute nördlich Vals weitgehend aufgeschlossene tauchende Stirn dieser Adula-Teillappen hätten hinuntergepresst worden sein können.

d) *Obere Valserschuppen.*

In den Oberen Valserschuppen hat die Schuppung einen so hohen Grad erreicht, dass nur an wenigen Stellen und ausschliesslich in den nördlichen Teilen zwischen den zahlreichen eingelagerten Triaszügen Bündnerschieferserien von einiger Mächtigkeit intakt geblieben sind. Wo dies aber der Fall ist, kann deutlich

eine ältere Kalkglimmerschieferserie von einer jüngeren tonigeren Kalkphyllitserie unterschieden werden.

In der Zone der Kalkglimmerschiefer finden sich meistens in enger Nachbarschaft mit den Triaszügen, gebunden an Serizitmarmorzüge, Lamellen von Bänderkalken und Kieselschnurkalken; daneben liessen sich einige Fundstellen von arg ausgewalzten Kalkbreccien, zum Teil auch mit Dolomitkomponenten feststellen, des öfteren vergesellschaftet mit eisenschüssigen sandig-kalkigen Horizonten, die ohne Zweifel faziell wie stratigraphisch der Gryphaeen-führenden Zone des Tomüllappens und der Gravaserie entsprechen.

Analog den Verhältnissen in den basalen Schuppenzonen der Gravaserie treten in der Kalkglimmerschieferserie, besonders aber in deren Hangendem, der meist sandigen Kalkphyllitserie etliche Züge von grauen Albitquarziten auf. Die mikroskopische Dünnschliffuntersuchung lässt auch hier eine schöne blastopsammitische Struktur mit kristallisationsschieferiger Textur erkennen mit folgenden Gemengteilen:

HG: Quarz

Albit, fügt sich zum einen Teil wie der Quarz ins blastopsammitische Grundgewebe ein, zum andern Teil liegt er in Form etwas grösserer Einsprenglinge vor, die dann oft poikiloblastisch durchwachsen und leicht kataklastisch deformiert sind. Wir finden darin tröpfchenförmige Quarzeinschlüsse, Einschlüsse von Calcit, Serizit und besonders im Kern eine Anreicherung von graphitischem Pigment, während der Rand als Neubildung einschlussfrei ist. Dies spricht für eine späte Albitisierungsphase, die später im Zusammenhang mit den Ophiolithen im Hauptabschnitt IV näher behandelt werden soll.

Muskovit/Serizit.

Calcit.

UG: Apatit, Zirkon, Graphitoid, Erz.

Eine nähere Beschreibung aller Lokalitäten, wo die erwähnten Gesteinstypen aufzufinden sind, würde zu weit führen, liegen sie doch über das weite Gebiet der Heuberge in der Ostflanke des Peilertals und von dort bis zum Untertauchen der Oberen Valserschuppen unter die Ebene von Vals-Campo überall verteilt.

e) *Untere Valserschuppen.*

Da die Unteren Valserschuppen fast ausschliesslich in sich verschuppte praetriadische und triadische Schichtreihen darstellen, deren mesozoische Überlagerung sozusagen in globo abgeschert und in den Oberen Valserschuppen für sich allein der Verschuppung anheimfiel, sind in ihrem Bereich nur ganz vereinzelte, gewissermassen hängengebliebene Bündnerschieferreste zurückgeblieben. Hierzu zählen wir die paar dünnen linsenförmig angereicherten Züge von Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten, sowie einige etwas höher metamorph gewordene Granatschiefer, wie sie uns im Profil des Valserbergkammes (vgl. Profil 2 der Tafel V) und in den wenigen nördlich dieses Profils gelegenen Aufschlüssen entgegentreten. Unterhalb der Heuberge auf der Ostflanke des Peilertals und von hier aus bis zu ihrer tauchenden Stirn bei Vals führen die Unteren Valserschuppen keine Bündnerschiefer mehr.

f) *Zone von Lunschania und des Piz Terri.*

Über dem basalen Triaszug, der nördlich von Lunschania — direkt südlich des Strassen-Kilometersteins km 14,0 — das Hangende der Zone der Lugnezer-

schiefer bildet, folgen rund 20 m schwarze Kalkphyllite und kalkige Tonschiefer, dann rund 30 m graue, stark marmorisierte bankige Kalkschiefer; darauf setzt die gleiche Serie nochmals mit einem Triaszug ein, ist also durch Schuppung gedoppelt. Als besonderer Horizont erscheint jeweils ganz wenig über der Trias eine sehr stark ausgewalzte Breccie, die als solche nur auf angewitterter Fläche auffällt; sie ist gekennzeichnet durch teils kalkige, teils dunkle, fast schwarze Dolomitkomponenten in dunklem, kalkigem Bindemittel. Für diese Serien muss unterliasisches Alter angenommen werden; hiefür spricht die zum Teil vorhandene lithologische Analogie mit den im vorigen erläuterten Schichtreihen unterliasischen Alters, die wir jeweils in der Basis der zur Aduladecke s. str. gehörenden tektonischen Untereinheiten feststellen konnten; zum selben Resultat gelangen wir aber auch mit Rücksicht auf die gleichermassen gegebene stratigraphische Fixierung des nachfolgend beschriebenen, im Hangenden direkt anschliessenden Quarzithorizontes.

Der oben beschriebene graue, stark marmorisierte bankige Kalkschiefer wird in seinen höheren Lagen sukzessive kieseliger und sandiger; dann schalten sich einige tiefschwarze, graphitisch abfärbende Tonschieferlagen ein, der Kalkgehalt geht auch in den massigen Bänken zugunsten von Quarz und Feldspäten zurück, und ohne scharfe Grenze sind wir in den Komplex der mächtigen Gneisquarzite gelangt, die am Aufbau der Zone des Piz Terri–Lunschania massgebenden Anteil haben und einen Teil ihrer ganz besonderen Charakteristika ausmachen.

Bei dieser unter dem Namen „Gneisquarzite" in die Literatur eingegangenen Gesteinsgruppe handelt es sich in petrographischem Sinn um blastopsammitisch struierte Gneise mit Quarz, verschiedenen Feldspäten und Muskovit. Dazu kann in wechselndem Masse Calcit treten, sodass alle Übergänge vom eigentlichen Psammitgneis zum sandigen Kalkglimmerschiefer vorhanden sind.

Da über das Alter dieser Gneisquarzite in der Literatur schon recht verschiedene Ansichten geäussert worden sind, ist es wohl am Platze, diese Gesteinsgruppe einer näheren Betrachtung zu unterziehen. ROOTHAAN (Lit. 108, pag. 288) rechnet sie zu den jüngsten Ablagerungen seines Untersuchungsgebietes; im Gegensatz dazu hält sie JENNY (Lit. 65, pag. 50) in der Annahme, ihre Lage unter einem Triaszug sei als primärer Schichtverband anzusprechen, für permische Bildungen und parallelisiert sie mit dem Soja-Verrucano. KOPP (Lit. 74) neigt schliesslich zur gleichen Ansicht, zu der auch die vorliegenden Untersuchungen führen.

Vorerst seien die wichtigsten Ergebnisse, die aus der Untersuchung einer ganzen Dünnschliffreihe resultieren, knapp erläutert. Als gemeinsames Merkmal gilt die ausgesprochen blastopsammitische Struktur. Die Gneisquarzite sind demnach sicher aus sandiger Einschwemmung entstanden. Unter den Hauptgemengteilen nimmt Quarz durchlaufend den ersten Platz ein. In der Gruppe der Feldspäte herrscht Albit vor, doch kann auch Na-Kaliumfeldspat (sehr häufig Mikroklin), meist perthitisch entmischt, ziemlich reichlich vorhanden sein. Es sind dies also dieselben Feldspäte, die in den Gneisen der Aduladecke vertreten sind; wir dürfen somit annehmen, dass die Gneisquarzite das Abtragungsprodukt der hauptsächlich aus Kristallin bestehenden Adula-Schwellenzone darstellen. Schliesslich fehlt Muskovit–Serizit nie unter den Hauptgemengteilen, während Chlorit nur in wenigen Fällen und in untergeordnetem Mengenverhältnis gefunden werden konnte. Wie schon erwähnt, tritt Calcit in absolut variablem Mass auf. Unter den Übergemengteilen erscheinen Apatit und Zirkon regelmässig, hie und da etwas Epidot und Zoisit; interessant ist die Häufigkeit von Turmalin und von schwarzem kohligem Pigment (Graphitoid). Letzteres haben die Gneisquarzite mit den übrigen Bündnerschiefern, besonders den schwarzen Tonschiefern, gemein, in einzelnen Lagen in solchem Masse, dass tiefschwarze Gesteinstypen entstehen,

wie wir sie beispielsweise an der Strasse nördlich Lunschania antreffen. Die helleren, meistens grauen oder leicht bräunlich getönten Gneisquarzite treten allerdings bedeutend häufiger auf. Interessant ist ihre Neigung, sich mit einer dunklen, grüngrauen Verwitterungskruste zu überziehen. Unterhalb der Häuser von Munt, oberhalb Lunschania, wo durch das in den letzten Jahren neu erstellte Strassentracé auf eine längere Strecke hin helle, graue Gneisquarzite aufgeschlossen wurden, haben sich diese im Zeitraum von zwei Jahren völlig mit einer solchen grüngrauen Verwitterungskruste überzogen.

Im vorigen wurde kurz angetönt, dass zwischen dem Gneisquarzit und den Kalkbänken im Liegenden ein allmählicher Übergang besteht; aber auch innerhalb des Gneisquarzitkomplexes selber sind Übergänge zu meist hellen, marmorisierten kalkig-sandigen Lagen sichtbar, und gleichermassen vollzieht sich auch in sukzessiver Folge der Übergang von den Gneisquarziten zu den Tonschiefern mit eingelagerten Kalkbänken im Hangenden. Dabei fällt zuerst die Beteiligung von Na-Kaliumfeldspäten aus, sodass eigentliche Calcit-führende Albitquarzite entstehen; dann nimmt auch der Albitgehalt ab unter gleichzeitiger Zunahme von Calcit und serizitisierten Tonlagen. Genau wie die Albitquarzite in der Basis der Gravaserie (im Brennhoftobel westlich Nufenen) zeigen auch die Gneisquarzite von Lunschania in einzelnen Horizonten eine ausgesprochene Tendenz zum Aufblättern, wodurch sandig zerfallende Serizitschiefer entstehen.

Zusammenfassend sprechen alle erwähnten, aus dem lithologisch-petrographischen Studium der Gneisquarzitserie hervorgehenden Argumente, dazu besonders aber auch noch die im Prinzip völlig gleichartige Ausbildung wie die mittelliasischen Quarzite des Tomüllappens, der Gravaserie, der Oberen Valserschuppen und der direkt im Hangenden des Gotthardmassivs folgenden Bündnerschieferserie unbedingt dafür, dass auch den Gneisquarziten der Zone von Lunschania und des Piz Terri mittelliasisches Alter zukommt. Zudem lässt sich unter dieser Voraussetzung auch die Stratigraphie der gesamten dazugehörigen Bündnerschieferschichtreihe in plausibelster Weise deuten.

g) *Zone der Lugnezerschiefer.*

Prinzipiell andere Verhältnisse treffen wir in der Zone der Lugnezerschiefer, deren Liegendgrenze durch die Triaszüge von Oberkastels–Peiden (s. pag. 30) markiert wird. Sie gehören sicher einer tektonisch tieferen Einheit an als die mit dem Sojaverrucano in Verbindung stehende Zone von Lunschania/Terri, müssen also aus dem Raum der Simano-, evtl. sogar der Leventina-Decke her bezogen werden. Die kristallinen Deckenkerne dieser tieferen Tessinerdecken sind aber weit südlich zurückgeblieben, sodass es sich bei den Lugnezerschiefern auf jeden Fall um die nördlichen Teile ihrer mesozoischen Serien handelt, die weiter südlich durch die überlagernden Elemente der Adula weitgehend ausgequetscht wurden.

Am Beispiel des Tomüllappens und der Gravaserie sehen wir, wie die im Süden faziell recht unterschiedlich entwickelten Horizonte, die uns die stratigraphische Gliederung erlaubten, ihre charakteristischen Merkmale gegen Norden zusehends verlieren, d. h. gegen Norden in eintönigeren, ausgeglicheneren Serien aufgehen. So lässt sich beispielsweise in der Ostflanke des Domleschg in der Basis des Tomüllappens oder der Gravaserie kein einziger jener speziell ausgezeichneten Horizonte mehr auffinden, die uns eine feinere stratigraphische Gliederung gestatteten. In diesem weit nördlich gelegenen Raum sind all die besonderen unter- und mittelliasischen Bildungen, die unser Interesse erweckten (wie Kieselschnur- und Bänderkalke, Breccien, eisenschüssige und Gryphaeen-führende sandige Kalke,

Quarzite und Bündnerschiefergneise, usw.), aufgegangen in einer basalen, meist etwas tonigen Serizit-reichen Kalkschieferserie, die sich allein nur noch als Ganzes von der nächsthöheren Zone der Nollatonschiefer unterscheidet.

Wenn uns deshalb heute im Querschnitt zwischen den Peidener-Triaszügen und St. Martin-Lunschania die Serie der Lugnezerschiefer nur noch im grossen gliederbar erscheint, so mögen vielleicht dieselben Gründe dafür massgebend sein, wie sie soeben am Beispiel des Tomüllappens erläutert wurden. — Jedenfalls ist hier bei den Lugnezerschiefern eine Gliederung nur noch möglich in einen basalen Kalkschieferkomplex, in dem die Schichtflächen oft durch tonig-serizitisierte Häute getrennt sind und wo hie und da kieselige und sandige Partien auftreten können, in eine tonreiche Mittelzone, wo der Kalkgehalt aber nur in wenigen Lagen so weit zurückgeht, dass man von eigentlichen Tonschiefern sprechen könnte und schliesslich eine oberste Serie reiner und oft sehr massiger Kalke. Diese Dreiteilung in eine untere und obere Zone mit gegenüber der weicheren Mittelzone widerstandsfähigerem Gestein kommt schon in den Geländeformen deutlich zum Ausdruck.

An dieser Stelle, wo nur die unter- und mittelliasischen Ablagerungen zur Besprechung gelangen, wäre zu den letzteren — aus Analogiegründen mit dem Tomüllappen — lediglich die basale Kalkschieferserie zu rechnen. — Immerhin sei auch hier nochmals betont, dass die Lugnezerschiefer ausserhalb unseres engeren Untersuchungsgebietes liegen und deshalb diese Zone nur summarisch begangen wurde.

2. Zone der zum oberen Lias und zum Dogger zu zählenden vorwiegend tonreichen Bündnerschiefer.

a) *Tomüllappen.*

Über dem im vorigen beschriebenen mächtigen mittelliasischen Quarzitzug streicht ein sehr voluminöses Ophiolithband durch, in dessen Hangendem recht regelmässig bis zu 10 und mehr Meter mächtige sandige Kalkschiefer und Marmore erscheinen. Letztere fallen an mehreren Stellen durch ihre graublaue, auf Pigmentreichtum beruhende Farbe auf. Sie bauen beispielsweise die oberste Gipfelpartie des Piz Tomül auf (vgl. Profil 1 auf Tafel V). Darüber folgen schwarze, tonig-sandige Kalkphyllite mit ziemlich ebenmässigen Schieferungsflächen, ein Horizont, der schon aus der Ferne durch seine schwarzvioletten Farbnuancen auffällt. Am Handstück betrachtet, erkennt man, dass schwarze Tonhäute etwas sandige, dunkelgraue Kalklagen trennen.

Da diese Schiefer am Aufbau der Bärenhornkuppe massgebend beteiligt sind, hat sie Wilckens (Lit. 168) als „Bärenhornschiefer" bezeichnet. Allerdings fasste sie Wilckens mit dieser Bezeichnung mit den Nollatonschiefern in eine gemeinsame Gruppe zusammen, von welch letzteren wir sie nunmehr wieder trennen.

Die im Hangenden folgenden Nollatonschiefer nämlich zeichnen sich durch Abnahme des Kalkgehalts aus, sodass lagenweise reine, ebenmässig geschieferte, tiefschwarze Tonschiefer entstehen, in denen sich — beispielsweise im Gebiet des Safierberges — grauschwarze, sehr dichte Quarzitzüge eingelagert finden. Der Übergang von den Bärenhornschiefern zu den Nollatonschiefern erfolgt ohne jede scharfe Grenze; er liegt östlich der Bärenhornkuppe und zieht von dort durch die ausgedehnten Schichtflächen, die den Westhang des obersten Safientales bilden; ungefähr beim „Turahaus" (Beim Turm) quert er die Rabiusa. Von hier aus nordwärts finden sich die Bärenhornschiefer also auch auf der Ostseite des Safientals.

Sofern wir mit R. STAUB annehmen, der Hauptanteil der Nollatonschiefer sei im Aalénien zur Ablagerung gelangt, würde damit für die Bärenhornschiefer oberliasisches Alter feststehen, während die tonige Sedimentation allgemein (inkl. Nollatonschiefern) sicher noch bis in den Dogger hineingereicht haben würde.

b) *Gravaserie.*

Genau wie bei den tieferen Schichtgliedern zeigen sich auch hier in der Gravaserie gegenüber dem Tomüllappen weit unruhigere Lagerungsverhältnisse, nicht nur im grossen, sondern auch im kleinen. Die Kalkphyllite der Gravaserie, die von unten her ebenfalls ohne scharfe Grenze einsetzen, sind gekennzeichnet durch ihre schwarzen, schwach serizitisierten Tonhäute, welche die vielen eingelagerten sandigen Kalkbändchen, besonders aber die unregelmässig verteilten charakteristischen hellen Quarzadern und -linsen umgeben, die zum grossen Teil konkretionärer Natur sind. Die weissen Quarzadern und -linsen unterscheiden sie von den ruhiger und ebenmässiger geschieferten „Bärenhornschiefern". KOPP hat für diese Kalkphyllite die Bezeichnung „Tomülschiefer" eingeführt, eine in dieser Arbeit der Klarheit halber sonst nicht mehr verwendete Benennung.

In dieser Serie der Grava-Kalkphyllite, die im Gebiet der Tomülalp an die 500 m mächtig ist, sind einige Züge von marmorisierten sandigen Kalkschiefern eingelagert, die stellenweise eine gewisse Ähnlichkeit mit Partien der Aulmarmore aufweisen, besonders infolge ihrer graubraunen Anwitterungsfarbe. In der Anordnung dieser Marmor- und Kalkschieferzüge lässt sich keine stratigraphisch verwertbare Gesetzmässigkeit feststellen. Verfolgt man diese von weitem erkennbaren Züge aus dem Gebiet der Tomülalp gegen Süden, so werden sie stets mächtiger und verdrängen allmählich die dazwischen liegenden Kalkphyllit-Zonen (vgl. dazu Profil 1 auf Tafel V). So trifft man im Gebiet des Lückli nur noch in Metern abmessbare Kalkphyllitzüge, während der Grossteil der hier vielleicht auf 150—200 m reduzierten Gravaserie aus marmorisierten Kalkschiefern besteht, die lagenweise zu sandigem Grus zerfallen. Es wäre immerhin denkbar, dass diese Serizit-reichen, zu sandigem Grus zerfallenden kalkigen Schiefer beim Lückli nichts anderes darstellen als eine höher-metamorphe Stufe der Kalkphyllite selbst. — Gegen Norden, ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, verlieren sich diese kalkreichen Züge allmählich, dafür wird die Serie der eigentlichen Kalkphyllite eher kalkreicher (Safiental südlich Aclertobel und nördliches Domleschg). Jüngere Bildungen, d. h. höhere Schichtglieder von anderer fazieller Ausbildung, fehlen innerhalb unseres Untersuchungsgebietes in der Gravaserie. Dies ist weiter nicht verwunderlich, fassen wir doch die Gravaserie in globo als abgeschürfte Serie aus der Basis des Tomüllappens auf. — Demnach ist für die gesamte „Kalkphyllitserie" oberliasisches Alter anzunehmen.

c) *Obere Valserschuppen.*

In den tektonisch noch stärker beanspruchten, arg verschuppten Oberen Valserschuppen gehen die bereits besprochene basale Kalkglimmerschieferserie und die tieferen Teile der Kalkphyllitserie mit den eingelagerten Quarzitzügen in den wenigen zusammenhängenden Schichtreihen, die im nördlichen nahe der Stirn gelegenen Gebiet zwischen den Heubergen in der Ostflanke des Peilertales und Vals erhalten geblieben sind, gegen oben in mehr tonige, oft etwas sandig ausgebildete Kalkphyllite über, die lithologisch wie stratigraphisch mit der oberliasischen

Serie von Tomüllappen und Gravaserie parallelisiert werden können (vgl. dazu Tafel IV).

An speziell ausgezeichneten Horizonten finden wir darin Einlagerungen von häufig Graphitoid-reichen und graphitisch abfärbenden tiefschwarzen Tonschiefern, die am ehesten den gleich ausgebildeten Schichtgliedern innerhalb der „Bärenhornschieferserie" entsprechen dürften. In den stratigraphisch wahrscheinlich höchsten Schichten der einzelnen Schuppen finden sich einzelne marmorisierte Kalkzüge, meistens etwas sandig-kieselig, die sich stratigraphisch wie lithologisch mit den Kalkzügen über den mittelliasischen Quarziten von Tomüllappen und Gravaserie vergleichen lassen. — Demnach erscheint es als wahrscheinlich, dass in den Oberen Valserschuppen heute keine jüngeren Bildungen als die besprochenen oberliasischen vorhanden sind. Es darf hier ebensowenig wie beim Aullappen (gemäss den Ausführungen auf pag. 47) mit der Möglichkeit gerechnet werden, solche allfällig primär vorhanden gewesenen jüngeren Schichtglieder hätten durch Abscherung weiter nach Norden verfrachtet worden sein können.

d) *Zone von Lunschania und des Piz Terri.*

Schon bei der Besprechung der Gneisquarzite, für die wir mittelliasisches Alter annehmen, wurde betont, dass sie im Hangenden allmählich und ohne scharfen Übergang in Kalkglimmerschiefer und diese wiederum in eine wenig mächtige Zone überleiten, wo schwarze Tonschiefer mit tonigen Kalkschiefern und mit reinen Kalkbänken wechsellagern. Im Prinzip sind also in dieser Zone die gleichen Gesteinstypen vertreten, wie in jener Serie, die wir im Liegenden der Gneisquarzite kennengelernt haben. Gut aufgeschlossen und bequem erreichbar ist diese Hangendserie in dem vor ein paar Jahren ausgesprengten Felsenweg, der vom Weiler Munt oberhalb Lunschania zu den Häusern von Travisasch führt.

Die mikroskopische Untersuchung von Kalkglimmerschiefern (Schliff 765 und 766) zeigt folgendes Bild:

HG: Quarz, ein blastopsammitisches pflasterförmiges Grundgewebe bildend.
Muskovit/Serizit, teils in Zersetzung zu Chlorit begriffen.
Calcit, auffällig stark durch Graphitoid pigmentiert.

UG: Apatit, Zirkon, Turmalin, Graphitoid.

Struktur: blastopsammitisch mit kataklastisch deformierten Partien.
Textur: typisch kristallisationsschieferig.

Interessant sind auch die teilweise tektonisch zu mächtigen Paketen angereicherten Kalkbänke von dunkelgrauer Farbe (vgl. Profil 1 der Tafel V). Im Handstück ist eine starke Marmorisierung sichtbar, im Schliff (Schl. 764) erkennt man als einzigen Hauptgemengteil ein dichtes Gewebe von rekristallisiertem Calcit, in dem ganz vereinzelt, als Übergemengteile aufzufassen, Serizit, Turmalin und schwarzes kohliges Pigment (Graphitoid) auftreten. Letzteres ist in ganz bestimmten Formen und Linienzügen angereichert, die nur von ursprünglich eingelagerten Fossilresten herrühren können. Am eindeutigsten bestimmbar sind darunter die Zackensterne von Crinoiden. Sehr schön sichtbar sind daneben zahlreiche Schalentrümmer von Echinodermen, erkenntlich an der schönen Maschenstruktur, wobei ein und dieselbe Schale in den meisten Fällen durch die Rekristallisation in verschiedene aneinandergrenzende Calcitkristalle aufgelöst wurde.

Diese Serie mit ihrem Wechsel von Tonschiefern, tonigen Kalkschiefern und den eingelagerten reinen Kalken muss aus Gründen der absolut analogen lithologischen Ausbildung mit dem Toarcien der „gotthardmassivischen" Bündner-

schiefer-Schichtreihe (H. HUBER, Lit. 58, pag. 79) und infolge ihrer Übereinstimmung mit den oberliasischen Ablagerungen im Raume des Tomüllappens und der Gravaserie ebenfalls zum oberen Lias gezählt werden.

Im Hangenden dieser oberliasischen Serie folgt im Gebiet des Piz Terri selbst die mächtige Masse der tiefschwarzen reinen Tonschiefer, die als „Terrischiefer" bezeichnet werden. Am Piz Terri selber scheint ihre enorme Mächtigkeit in der Hauptsache durch eine synklinale Doppelung bedingt zu sein. Dieser Komplex der Terrischiefer nimmt gegen Osten zusehends an Mächtigkeit ab und erreicht das vorliegende engere Untersuchungsgebiet in der Gegend von Lunschania nur noch in recht bescheidenen Zügen, wie das aus Prof. 1 der Tafel V hervorgeht. — Für die stratigraphische Fixierung der Terrischiefer ergibt sich aus dem auf der Hand liegenden Vergleich mit den Nollatonschiefern ein den letzteren entsprechendes Alter (vorwiegend unterer Dogger mit Hauptanteil im Aalénien). Anzeichen für jüngere Ablagerungen sind — vom vorliegenden Untersuchungsgebiet aus betrachtet — im Raume der Zone von Lunschania nicht feststellbar.

e) *Zone der Lugnezerschiefer.*

Die prinzipiellen Erwägungen, die den Aufbau der Bündnerschieferserien der Zone der Lugnezerschiefer betreffen, sind schon beim unteren und mittleren Lias (pag. 50—51) zur Sprache gekommen. Zum oberen Lias und Dogger rechnen wir hier die tonreiche Mittelzone, bestehend aus tonigen Kalkschiefern bis kalkigen Tonschiefern mit auffällig ebenmässigen, gewissermassen planparallelen Schieferungsflächen.

3. Zone der Nollakalkschiefer (oberer Dogger und Malm).

Lediglich in zwei tektonischen Einheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes lassen sich innerhalb ihrer Bündnerschiefer-Schichtreihen noch sicher jüngere Ablagerungen als die besprochenen nachweisen. Einerseits sind es im Raume des Tomüllappens die eigentlichen Nollakalkschiefer s. str., mit welchen der steile Anstieg östlich des Safierberges beginnt. Da sie ausserhalb unseres engeren Arbeitsgebietes liegen und durch JÄCKLI bereits charakterisiert worden sind, aber auch durch NEHER im Gebiet südlich des Safierberges eine gründliche Bearbeitung bereits erfahren haben, soll hier nicht näher darauf eingegangen werden.

Analoge Sedimentationsverhältnisse treffen wir andererseits wieder im Raume der Lugnezerschiefer, wo im Hangenden der tonigen Mittelzone, von St. Martin an bis zur Strassenkapelle St. Nicolaus (halbwegs zwischen St. Martin und Lunschania gelegen), sukzessive kalkigere, ebenmässig geschieferte Kalkschiefer überhandnehmen; von hier an bis zur Liegendgrenze der Zone von Lunschania/Terri werden sie teilweise durch massige, marmorisierte graue Kalkbänke abgelöst. Im Gegensatz zu der bis zum Flysch hinaufreichenden „série compréhensive" des Tomüllappens sind jedoch letztere die höchsten Schichtglieder der Zone der Lugnezerschiefer. Stratigraphisch ordnen wir sie auf Grund der lithologischen Vergleiche dem oberen Dogger und Malm zu.

IV. Die mesozoischen Ophiolithe und die durch den gegenseitigen Einfluss zwischen Ophiolith und Nebengestein hervorgerufenen Erscheinungen.

1. Allgemeines.

Bei der nachfolgenden Besprechung der verschiedenen ophiolithischen Gesteine erläutern wir im wesentlichen die auf den nachfolgenden Tabellen d und e angeführten Gesteinstypen in der Reihenfolge der Tabellennummern und fassen sie je nach den verschiedenen Mineralkombinationen zu Gruppen zusammen.

In Bezug auf Einteilung, Nomenklatur und einzelne Definitionen im Bereich der mesozoischen Ophiolithe halten wir uns im folgenden – wo nichts anderes gesagt ist – an die Ausführungen DIEHL's (Lit. 27, pag. 265—271); ebenso unterlassen wir hier eine zusammenfassende Charakterisierung der Hauptmineralien der Prasinite, da diese Aufgabe in einer zum allergrössten Teil und in allen wesentlichen Belangen auch für unsere Ophiolithvorkommen zutreffenden vorzüglichen Art und Weise durch DIEHL auf pag. 271—299 seiner Dissertation gelöst worden ist. Unzählige Parallelerscheinungen schliesslich verbinden unsere Ophiolithzüge nicht nur in tektonischer, sondern auch in petrographischer Hinsicht mit ihrer wurzelwärtigen, direkt südlich des Rheinwalds beginnenden Fortsetzung, wo sie durch die Dissertation GANSSER's (Lit. 38) eine umfassende Bearbeitung erfahren haben.

Über die Verteilung der mit wenigen Ausnahmen zu Prasiniten umgewandelten Ophiolithzüge innerhalb der verschiedenen tektonischen Einheiten unseres Untersuchungsgebietes gibt Profil 1 auf Tafel V, wie auch Tafel IV Auskunft. Auffällig ist die Tatsache, auf die schon ROOTHAAN (Lit. 108 und 109) aufmerksam machte, dass die Grünschieferzüge offensichtlich mit einer grösseren Konstanz durchziehen als die meisten der übrigen Schichthorizonte. Da sie völlig konkordant in die Schichtreihen eingelagert sind, können sie gewissermassen einerseits als stratigraphische und anderseits als tektonische Hilfsleithorizonte benutzt werden.

Als stratigraphische Hilfsleithorizonte betrachten wir sie in solchen Fällen, wo sie an der Diskontinuitätsfläche zwischen zwei lithologisch verschieden ausgebildeten Gesteinsschichten einer stratigraphisch sicher zusammengehörenden Schichtreihe auftreten, wo also ihre heutige Stellung im Schichtverband auf keinen Fall auf ausschliesslich tektonischem Weg zustande gekommen sein kann, wenn auch diese Diskontinuitätsflächen in den meisten Fällen zu sekundärer gegenseitiger Verschiebung der beidseitig angrenzenden Schichtserien Anlass gegeben haben mögen. Dieser Fall wird am eindrücklichsten durch den obersten und zugleich wohl primär auf grosse Distanz hin mächtigsten Ophiolithzug illustriert, der genau der Hangendgrenze des mittelliasischen Quarzitkomplexes des Tomüllappens folgt, jener Grenze, welche diese harte Gesteinsschicht von der stratigraphisch direkt darüberfolgenden und sicher zur selben tektonischen Einheit gehörenden weichen Bärenhornschieferserie trennt.

Für das Auftreten von Ophiolithzügen am deutlichsten bevorzugt sind anderseits die Gleitzonen zwischen den verschiedenen tektonischen Einheiten sowie ihre nächste, beim Überschiebungsvorgang am intensivsten beanspruchte Umgebung (Basis des Aullappens, Basis bzw. basale Schuppenzonen der Gravaserie und des Tomüllappens). In letzteren Fällen betrachten wir die Ophiolithzüge gewissermassen als tektonische Hilfsleithorizonte; doch auch hierbei wäre die Annahme undenkbar, die heutige Art der Lagerung der Grünschieferzüge zwischen

den in tektonischem Kontakt aneinander grenzenden Schichtpaketen sei ausschliesslich durch tektonische Vorgänge entstanden. Am Ende unserer Betrachtungen über die Ophiolithe, im Abschnitt „3. Die Genesis der Ophiolithe und der Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen" (pag. 80 ff.) werden wir zum Schluss gelangen, ganz allgemein komme den Ophiolithen unseres Untersuchungsgebietes primär und in erster Linie intrusiver Charakter zu, und erst sekundär seien bis zur Entstehung der heute erkennbaren Lagerungsformen der Ophiolithzüge tektonische Bewegungen mit im Spiele gewesen.

Schliesslich finden sich auch überall da, wo der tektonische Bewegungsprozess innerhalb der tektonischen Haupt-Einheiten zu einer internen Schuppung von Schichtpaketen führte, an den dabei zur Ausbildung gelangten Gleitflächen zweiter Ordnung mit Vorliebe ophiolithische Gesteine; und, wie zu erwarten, bildeten sich in solchen hier an dritter Stelle genannten Fällen normalerweise weniger mächtige Ophiolithzüge als unter den im vorigen erwähnten besonders ausgezeichneten Voraussetzungen. Letzteres betrifft die Grünschieferzüge der Unteren und Oberen Valserschuppen, sowie jene, die innerhalb der durch Schuppung angereicherten Aulmarmorzüge liegen.

Etliche heute beim Verfolgen der Ophiolithzüge feststellbaren Erscheinungen, wie beispielsweise ihre Mächtigkeitszunahme in der Stirnumbiegung des Aullappens, können nur mit Hilfe tektonischer Bewegungen, die während und nach der Intrusion stattgefunden haben müssen, erklärt werden.

Nach diesen paar einleitenden Bemerkungen gehen wir über zur Besprechung der einzelnen Gesteinstypen.

2. Gesteinstypen

(mit Tabellen d und e).

a) Reine Ophiolithe.

Serpentin, Talkschiefer und Strahlsteinschiefer. (Nr. 1—5 auf Tabelle d, pag. 58).

Interessant ist die Verteilung der Serpentinvorkommen im vorliegenden Untersuchungsgebiet. Wie aus Profil 1 der Tafel V ersichtlich wird, haben sich basische Ophiolithdifferenziate nur in den Grünschieferzügen der oberen und obersten Partien des Aullappens gebildet, während sonst alle übrigen Ophiolithzüge ihrem Chemismus nach den gabbroiden Haupttypen zuzuzählen sind, d. h. fast ausschliesslich in Form von Prasiniten vorliegen. Das Bild, wonach die basischen Ophiolithderivate unseres Untersuchungsgebietes nur in den Grünschieferzügen einer ganz bestimmten, regional und tektonisch eng begrenzten Zone auftreten, wird höchst instruktiv abgerundet durch die Tatsache, dass die einzigen von Gansser (Lit. 38, pag. 451) erwähnten Serpentin- und Strahlsteinschiefer-Vorkommen ebenfalls in den sonst vorwiegend aus Prasinit bestehenden Ophiolithzügen des Gadriolzuges liegen, d. h. also jener Zone, welche die direkte wurzelwärtige Fortsetzung der oberen und obersten Teile des Aullappens bildet.

Auch unsere Serpentin-führenden Ophiolithzüge bestehen zur weit überwiegenden Hauptsache aus Prasinit und nur vereinzelt treffen wir Stellen mit Serpentin oder sonstigen basischen Ophiolithderivaten. An diesen Stellen lässt sich beobachten, dass sich die basischen, hauptsächlich in Serpentin umgewandelten ophiolithischen Differenziationsprodukte stets in den inneren Teilen des betref-

fenden Ophiolithzuges, d. h. in dessen Kernpartie, vorfinden (Beispiel: Nr. 2 und 20 auf Tabelle d, vom gleichen, nur ein paar Meter mächtigen Ophiolithzug herstammend).

Zusammenfassend kann über die Verteilung der basischen ophiolithischen Differenziate unseres Untersuchungsgebietes ausgesagt werden, dass in dem relativ wurzelfernen Gebiet, in dem wir uns befinden, nur das aus einer ganz bestimmten, regional eng begrenzten Zone intrudierte Ophiolithmagma in einzelnen weit nach Norden gelangten Schollen peridotische Magmenteile mitschleppte, die sich mit Vorliebe im Kern der Ophiolithzüge ansammelten und bei der Metamorphose in der Hauptsache zu Serpentin umkristallisierten.

Unter dem Mikroskop zeigen die zu dieser Gruppe gehörenden Gesteinstypen (Nr. 1—5 auf Tabelle d) in Nr. 1 und 2 ein feinfilziges Antigoritgewebe in schöner Gitterstruktur, worin bis 2 mm grosse Magnesitporphyroblasten verteilt liegen, in Nr. 2 zudem noch nesterweise Anhäufungen von kaum über 0,5 mm langen Strahlstein-artigen Hornblendestengeln, die sich teilweise zu Chlorit umgewandelt haben; teilweise bildet der Chlorit aber auch einen Saum um die bis 2 mm grossen Ilmenitkristalle. In Nr. 3 und 4 besteht die Grundmasse statt aus Antigorit aus einem fein lepidoblastischen Talkgewebe, worin in Nr. 4 die eingesprengten braunen Magnesitporphyroblasten bis 5 mm Grösse erlangen. Es ist der schöne Talkschiefer mit braunen Tupfen in der weissen Grundmasse, den wir im nördlichen Vorgipfel P. 2369,4 des Horns ESE ob Vals studieren können. In Nr. 3 deuten einzelne Porphyroblasten in ihren Umrissen auf chemisch zwar völlig umgewandelte, in ihrer Form aber noch reliktisch erhalten gebliebene Gemengteile des ursprünglichen peridotischen Gesteins. Hierzu rechnen wir nicht allein die Strahlstein-artigen Hornblendestengel, sondern auch einzelne bis 0,5 mm grosse Talkblättchen, die quer im feingeschieferten Talkgrundgewebe liegen. In Nr. 4, mit 25% Magnesit, ist es sehr wahrscheinlich, dass CO_2-haltige Lösungen aus dem Nebengestein in den Ophiolithzug eindrangen und zur mengenmässig auffällig hohen Magnesitbildung führten, besonders da dieses Gestein aus der Randzone des Ophiolithzuges stammt, der im Kern (Nr. 1) ausgesprochen karbonatärmer ist. Es würde sich demnach um keinen reinen Ophiolith handeln.

Ebenfalls zu den basischen Ophiolithderivaten gehören die reinen Strahlsteinschiefer, die an die gleichen Grünschieferzüge gebunden sind wie die Serpentine. So sei hier aus der obersten Zone des Aullappens ein reiner Strahlsteinschiefer mit Hämatit (Nr. 5) erwähnt, der oberhalb Bucarischuna in derselben Ophiolith-führenden Zone des Aullappens ansteht, in der sich hier und an einigen weiter südlich gelegenen Stellen Serpentin gebildet hat. Auch im Untersuchungsgebiet GANSSER's treten in der direkten südlichen Fortsetzung dieser ophiolithischen Intrusionszone Strahlsteinschiefer auf (Lit. 38, pag. 451).

Hornblende-reiche Prasinite (Nr. 6—17 auf Tabelle d, pag. 58 und Bild 1 der Tafel I).

Die Mehrzahl aller Prasinite des hier zur Diskussion stehenden Gebietes führen Hornblende, fast immer gehört sie der Strahlstein-artig ausgebildeten Gruppe an. In diesem Abschnitt sollen einige Vertreter ausgesprochen Hornblende-reicher Prasinite knapp skizziert werden, zuerst Hornblendeprasinite mit grobkörniger, z. T. reliktischer Struktur.

Hochinteressant ist die petrographische Untersuchung des bis zu 70 m mächtigen obersten Ophiolithbandes, in welchem wir auf der Strecke zwischen Bärenhorn und Piz Tomül (vgl. Profil 1 auf Tafel V) folgende, immer etwa gleichbleibende Verhältnisse konstatieren. In der randlichen Zone besteht es aus normal aussehenden Prasiniten, die in den äussersten Partien — wie wir im folgenden auch bei anderen Ophiolithzügen noch oft sehen werden — mit den angrenzenden Bündnerschiefern in regem Stoffaustausch standen (z. B. Nr. 29 auf Tabelle d). In den zentralen Partien dieses Ophiolithbandes aber erweckt ein grüngeflecktes, dioritisch oder eher noch Gabbro-ähnlich aussehendes, absolut massiges Gestein unser

Tabelle d. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den Ophiolithen.

Hauptgemengteile (HG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen in % abgeschätzt und mit dieser Prozentzahl in untenstehender Tabelle angegeben.
Nebengemengteile (NG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen um 5%. Übergemengteile (UG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen unter 5%.
Pfeilrichtungen →: Richtung der Umwandlung einzelner Gemengteile in andere hier aufgeführte Gemengteile.

Serpentin (Antigorit)	Talk	Albit (bis Oligoklas)	Epidot, Klinozoisit	Zoisit	Augit	Hornblende (Strahlstein)	Chlorit	Titanit, Leukoxen, Ilmenit (=I.)	Rutil	Karbonate: Calcit, Magnesit, Dolomit, Siderit	Quarz	Muskovit, Serizit	Granat	Graphitoid	Turmalin	Apatit	Erz: Pyrit, Magnetit (=M.), Limonit (exkl. Ilmenit)	Zirkon	Handstück und Schliff-Nr.	Numerierung für Tabelle d und e	Tektonische Zugehörigkeit und Fundstelle (T = Tomüllappen; G = Gravaserie; A = Aullappen; OVS = Obere Valserschuppen; UVS = Untere Valserschuppen)		Gesteinsbezeichnung
90										M. 7							UG		560	1	A	Nördl. Vorgipfel P. 2369,4 des Horns ESE ob Vals	Serpentin
65						20	NG	I. UG		10									779	2	A	am untern Rand des „Tomülbodens" bei P. 2286,7	Serpentin aus der Kernpartie eines Ophiolithzuges
	70	NG				20		NG							UG		UG		609	3	G	Schuppenzone W Lückli ob Nufenen	Strahlstein-führender Talkschiefer
	70									M. 25							UG		562	4	A	wie 560 (Nr. 1 dieser Tab.)	Talkschiefer mit Magnesitknötchen
						85	→ 10										UG		591	5	A	ob Bucarischuna	sehr feiner Strahlsteinschiefer
		30	20		30	10	5	UG											R 51	6	T	oberstes Ophiolithband am P. Tomül	Augit-führender Strahlsteinprasinit mit Diabas-Reliktstruktur (aus Sammlung Roothaan)
		30	20		10	15	20	UG											R 49	7	T	oberstes Ophiolithband am P. Tomül	
		35	10		→	25	20	7										UG	547	8	T	oberstes Ophiolithband am P. Tomül aus dem untern Teil	grobkörniger, dioritisch bis Gabbro-ähnlich aussehender Strahlsteinprasinit mit ophitischer Reliktstruktur
		50	7			25	10	7									UG		683	9	T	„Bärenpass" (Beim Bären) N Bärenhorn	
		30	25			25	8	10											613	10	G	N „Blauer Gufer" in der Schuppenzone W Lückli ob Nufenen	grobkörniger, amphibolitisch aussehender Prasinit
		40	15			30	10										UG		713	11	G	Brennhof bei Nufenen	grobkörniger, flaserig-knolliger, dunkler Hornblendeprasinit (Hornblendestengel z.T. mit Glaukophan-Crossit-Kern)
		35	7			40	10	UG									M. 5		712	12	G	Brennhof bei Nufenen	
		25	30			25	15	UG											658	13	T	Grat Teischerhorn-Bärenhorn, NW Gipfel 2811 m	grobfleckiger Hornblendeprasinit
		35	15	25		10	10	UG									UG		788 b	14	OVS	zw. Pradetsch u. Vals-Therme im Hangenden des Riesenaugen-Gneises	grobkörniger, heller (Gneis-ähnlicher) Prasinit von knötchenhaftem Habitus
		30	10			40	7	7							UG				54	15	UVS	oberhalb Kartütscnen 2,2 km SSE Vals	Strahlsteinprasinit b. Amphibol-Schiefer, Strukt. z.T. prasinit., z.T. nematoblast.
		45	10	UG		35	7	UG									UG		539	16	OVS	20 m E ü. Valserrhein gegenüber Strassenkapelle St. Nicolaus (Vals-Campo)	Strahlsteinprasinit
		40	15			15	→ 20	UG		5									608	17	G	Schuppenzone W Lückli ob Nufenen	Calcit-führender Strahlsteinprasinit

Serpentin (Antigorit)	Talk	Albit (bis Oligoklas)	Epidot, Klinozoisit	Zoisit	Augit	Hornblende (Strahlstein)	Chlorit	Titanit, Leukoxen, Ilmenit	Rutil	Karbonate: Calcit, Magnesit, Dolomit, Siderit	Quarz	Muskovit, Serizit	Granat	Graphitoid	Turmalin	Apatit	Erz: Pyrit, Magnetit (=■.), Limonit (exkl. Ilmenit)	Zirkon	Handstück und Schliff-Nr.	Numerierung für Tabelle d und e	Tektonische Zugehörigkeit und Fundstelle (T = Tomüllappen; G = Gravaserie; A = Aullappen; OVS = Obere Valserschuppen; UVS = Untere Valserschuppen)		Gesteinsbezeichnung
		30	10			15	25	NG		10									656	18	T	Grat Teischerhorn-Bärenhorn, SE Einsattelung 2684 m	Calcit-führender Strahlsteinprasinit
		25	12			15	30	UG		12							UG		686	19	T	P. Tomül WNW-Grat, unter P. 2843	Calcit-führender Strahlsteinprasinit
		40	25			12	6	UG		12							UG		778	20	A	Fundort wie 779 (Nr. 2 dieser Tab.), äusserer Teil des Ophiolithzuges	Calcit-führender Strahlsteinprasinit
		35	15				30	NG		NG							UG		655	21	T	wie 656 (Nr. 18 dieser Tab.)	Calcit-führender, heller Prasinit von Gneis-ähnlichem Aussehen
		40	10				40	UG		NG				UG			UG		800	22	T	Ophiolithstock S Nufenen, am südlichen Rhein-Ufer	heller, Calcit-führender Prasinit
		30	20				35	UG		7					UG		UG		507	23	OVS	Bächlein auf der E-Talseite gegenüber Kirche Vals-Campo	heller, Calcit-führender Prasinit
		40	35				10	UG		7		UG					UG		82	24	UVS	Bachtobel S Auf der Matte (Peilertal)	Epidot-reicher, Calcit-führender Prasinit
		45	10				30			10		UG					UG		501	25	OVS	Tomülbach-Wasserfall gegenüber Vals-Campo	Prasinit mit Calcitlagen
		40	25				10			15		UG				UG	UG		543	26	OVS	wie 507 (Nr. 23 dieser Tab.)	Prasinit mit Calcitlagen
		40	10	UG			30	UG	UG	10		UG				UG		UG	597	27	A	ob Bucarischuna	grobkörn. Serizit- u. Calcit-führ. Prasinit
		45	10			NG	15			8		8				UG	M. 8		756	28	A	unter der Hoh-Brück (zwischen Vals und Bucarischuna)	Muskovit- u. Calcit-führender Strahlsteinprasinit
		50	10				NG	NG		NG		25				UG			664	29	T	Tomülgrat-Nordgipfel P. 2688	heller, Gneis-ähnlicher Serizitprasinit mit uneinheitlicher Struktur
		40	25				15		UG	NG	10	NG					UG	UG	113	30	OVS	Gratrippe Zum Hirt – Valserhorn, ob P. 2608	heller, Gneis-ähnlicher Serizitprasinit mit Quarz
		30	20			UG	UG	UG		20	15	10				UG			661	31	T	Grat Teischern-Bärenhorn: Bärenhorn-Vorgipfel 2811	heller, Gneis-ähnlicher Serizitprasinit mit Quarz
	NG	80				10	NG	UG		NG		NG				UG	UG	UG	610	32	G	Schuppenzone W Lückli ob Nufenen	Albitfels bis Strahlstein-Albitschiefer
	5	50				15	20	NG		NG		5					UG		647	33	T	Bächlein zwischen Beim Bären und Klein Tomül	Strahlstein-führ. Chlorit-Albit-Phyllit mit Talk; Serizit-Calcit-Infiltration
		50				20	7	NG		10						UG	UG		710	34	G	Brennhof-Tobel bei Nufenen	quarzitisch aussehender Strahlstein-Albit-Schiefer
		25	10				15				27	10	10			UG	UG		711	35	G	Brennhof-Tobel bei Nufenen auf 1850 m	Kontakt Triasquarzit an Prasinitzug mit kontaktl. Beeinflussung d. Triasquarzits
		NG	55				5			30	NG	5			UG		UG		110	36	OVS	wie 113 (Nr. 30 dieser Tab.)	Epidotschiefer in einer Para-Stoffzufuhrzone eines 25m mächtigen Prasinitzuges

Tabelle e. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den ophiolithischen Mischgesteinen

(d. h. Gesteinen, die Anteile ophiolithogenen Ursprungs und Anteile sedimentogenen Ursprungs in sich vereinigen).

Hauptgemengteile = HG: Bei wenig variabler Gesteinszusammensetzung Anteil der einzelnen Mineralgruppen am gesamten Gesteinsvolumen in % abgeschätzt und mit dieser Prozentzahl in untenstehender Tabelle aufgeführt.

Nebengemengteile = NG: Anteil am gesamten Gesteinsvolumen um 5%. Übergemengteile = UG: Anteil am gesamten Gesteinsvolumen unter 5%.

*): O = vorwiegend ophiolithogener Anteil, S = vorwiegend sedimentogener Anteil bei Gesteinen mit 2 verschiedenen und deutlich voneinander getrennten Strukturelementen.

Albit	Epidot, Klinozoisit	Zoisit	Hornblende (Strahlstein)	Chlorit	Titanit, Leukoxen, Ilmenit	Rutil	Karbonate: Calcit, Siderit, Dolomit	Quarz	Muskovit, Serizit	Graphitoid	Turmalin	Apatit	Erz: Pyrit, Magnetit, Limonit (exkl. Ilmenit)	Zirkon	*)	Handstück- und Schliff-Nr.	Numerierung für Tabelle d und e	Tektonische Zugehörigkeit und Fundstelle (T = Tomüllappen, G = Gravaserie, A = Aullappen, OVS = Obere Valserschuppen, UVS = Untere Valserschuppen)		Gesteinsbezeichnung
40	15			30	NG	UG	5		UG							542	37	OVS	kleines Tobel auf der E-Talseite N Vals-Campo	hellgrün gestreiftes, ophiolithisches Mischgestein: Bänder mit prasinitischer Struktur wechsellagernd mit lepidoblastischen Streifen, die Albitporphyroblasten enthalten
25	10			35	UG	UG	10		15				UG							
30	45			20	UG			UG						UG		100	38	UVS	zweitunterstes Ophiolithband in der „Weissfluh" SE ob Vals	prasinitischer Ophiolith, durchsetzt von eher lepidoblastischen Epidot + Chlorit-reichen Lagen
35	15			15			30													
35	12			15	UG		25	NG	8			UG	NG		O	115	39	OVS	Gratrippe Zum Hirt-Valserhorn, oberhalb Absatz 2608 m	Kalkglimmerschiefer mit ophiolithogenen Lagen von prasinitischer bis lepidoblastischer Struktur
NG	NG			NG			HG	HG	HG						S					
40	10			40	UG		NG	NG	NG	UG			UG		O	802 b	40	T	Liegend-Rand des grossen Ophiolithstockes SW Nufenen	von prasinitischen Lagen durchsetzter Kalkschiefer
NG	NG			NG	UG		HG	HG	HG	UG					S					
35	5			40	UG		15			UG			NG		O	802 a	41	T	Liegend-Rand des grossen Ophiolithstockes SW Nufenen	von prasinitischen Lagen durchsetzter Kalkschiefer
NG				NG			HG	HG	HG						S					
45	10			40	UG								UG		O	637	42	T	südlich Gipfel des P. Tomül, am Ostrand des „Grauen Gufer"	Quarzit mit ophiolithogener Stoffzufuhr
							NG	HG	NG						S					
45	10		UG	40			NG			UG		UG	UG		O	695	43	OVS	Runse, die von Pradetsch in Richtung Vals-Therme zielt	Kalk mit ophiolithogener Stoffzufuhr
							HG								S					
25	5			15		UG	5	5	40		UG	UG	NG		O	698	44	OVS	Runse, die von Pradetsch in Richtung Vals-Therme zielt	Kalkglimmerschiefer mit ophiolithogener Stoffzufuhr in Form von lepidoblastischen Serizit-Chlorit-Lagen, die poikiloblastische Albitporphyroblasten enthalten
				10			25	50	10			UG	UG		S					

Albit	Epidot, Klinozoisit	Zoisit	Hornblende (Strahlstein)	Chlorit	Titanit, Leukoxen, Ilmenit	Rutil	Karbonate: Calcit, Siderit, Dolomit	Quarz	Muskovit, Serizit	Graphitoid	Turmalin	Apatit	Erz: Pyrit, Magnetit, Limonit (exkl. Ilmenit)	Zirkon	*)	Handstück- und Schliff-Nr.	Numerierung für Tabelle d und e	Tektonische Zugehörigkeit und Fundstelle (T = Tomüllappen; G = Gravaserie; A = Aullappen; OVS = Obere Valserschuppen; UVS = Untere Valserschuppen)		Gesteinsbezeichnung
NG	8		60	NG		UG		25							O	651	45	T	Grat Teischerhorn-Bärenhorn, nördlich Kuppe 2706 m	blastopsammitische Kalkglimmerschiefer mit lepidoblastischen, ophiolithogenen Infiltrationslagen
				UG			HG	HG	NG				UG		S					
25	UG			45	NG	NG	20		UG	UG					O	504	46	OVS	Tomülbachwasserfall gegenüber Vals-Campo	sandiger Kalkglimmerschiefer mit lepidoblastischen Infiltrationslagen, die einschlussreiche Albitporphyroblasten enthalten
							HG	HG	UG						S					
HG				NG					HG	UG		UG	UG		O	541	47	OVS	wie 542 (Nr. 37 dieser Tab.)	Quarzit mit neugebildeten, gedrehten Albitporphyroblasten in den die Infiltration begleitenden Serizit-Chlorit-Lagen
								HG	NG						S					
HG				HG		NG							UG		O	636	48	T	wie 637 (Nr. 42 dieser Tab.)	flaserig grün gebänderter Kalkglimmerschiefer
				HG			HG	HG							S					
HG						UG			HG	UG	UG				O	503	49	OVS	wie 504 (Nr. 46 dieser Tab.)	Kalkglimmerschiefer aus der Nachbarschaft eines Prasinitzuges mit dunkeln, graphitoidreichen Lagen, die schwarze Albitknötchen führen
							35	40	20				UG		S					
30				20		NG			40				UG		O	652	50	T	wie 651 (Nr. 45 dieser Tab.)	Chlorit- und Serizit-reicher Grünschiefer mit Wechsel Chlorit-Albit- und Quarz-reicher Lagen
				20			5	50	20		UG		UG		S					
10				20		5		40	20		UG		UG		O	672	51	G	Runsenkessel zwischen Alp Grava u. „Tomülboden" WNW P. Tomül	Chloritquarzit mit Infiltration von Albit + Rutil längs glimmerreichen Lagen
				25		UG		70					UG		S					
HG				HG		NG		UG	HG		UG	UG			O	669	52	G	Runsenkessel zwischen Alp Grava u. „Tomülboden" WNW P. Tomül	Quarzit, erfüllt von Glimmer-reichen Chloritlagen, die neugebildete, gedrehte Albitporphyroblasten enthalten
				NG				HG	HG						S					
45				5		UG		NG	45		UG	UG		UG		670	53	G	Runsenkessel zwischen Alp Grava u. „Tomülboden" WNW P. Tomül	„Grünschiefer" aus zentraler Partie einer Zone mit starker ophiolithogener Stoffzufuhr
45			10	35			NG	NG	NG	5		UG				625	54	OVS	nördliche Runse Horn-Vals, NW Verbauungshütte 2069 auf 1895 m	Knotenschiefer mit schwarzgrauen Albitknötchen in Zone starker ophiolithogener Stoffzufuhr

Fortsetzung Tabelle e

Albit	Epidot, Klinozoisit	Zoisit	Hornblende (Strahlstein)	Chlorit	Titanit, Leukoxen, Ilmenit	Rutil	Karbonate: Calcit, Siderit, Dolomit	Quarz	Muskovit, Serizit	Graphitoid	Turmalin	Apatit	Erz: Pyrit, Magnetit, Limonit (exkl. Ilmenit)	Zirkon	*)	Handstück- und Schliff-Nr.	Numerierung für Tabelle d und e	Tektonische Zugehörigkeit und Fundstelle (T = Tomüllappen; G = Gravaserie; A = Aullappen; OVS = Obere Valserschuppen; UVS = Untere Valserschuppen)		Gesteinsbezeichnung
25				25			20	10	15			UG	UG	UG		685	55	T	P. Tomül WNW-Grat, unter P. 2843	Quarzit mit ophiolithogener Stoffzufuhr (Albit-Chlorit-Lagen), wodurch Gneis-ähnliches Aussehen entsteht
	5			40		3	5	30	15						O	797	56	A	wie 504 (Nr. 46 dieser Tab.)	rein weisser Marmor mit Stoffzufuhr längs Quarz-reichen Lagen
				8			80	10			UG	UG	UG		S					
				20		20			50		NG		UG	UG	O	671	57	G	wie 672-670 (Nr. 51 bis 53 dieser Tab.)	Quarzit, erfüllt von lepidoblastischen Chlorit-reichen Infiltrationslagen mit sehr viel Rutil
								90	5				UG		S					
	NG		NG	HG		UG	NG	NG	HG		UG	UG	UG		O	109	58	A	„Thälilücke" zwischen Valserberg und Thäli ob Wandfluh	Chloritschiefer mit uneinheitlicher Struktur aus Ophiolith-führender Zone
	NG		NG	NG		UG	HG	HG	HG		UG	UG			S					
	4			10		UG	40	25	15	UG		UG	4			692	59	OVS	Oberer Teil der südlichsten Runse Horn-Vals	Marmor, der einem Ophiolith benachbart ist und unscharf abgegrenzte Chlorit-Epidot-Muskovit-Lagen enthält.
	NG	NG		NG		UG	HG	HG	HG		UG		UG	UG		502	60	OVS	wie 504 (Nr. 46, 49 und 56 dieser Tab.)	Quarzit mit Calcitporphyroblasten im Kontakt an Prasinitzug, längs Muskovitsträngen Infiltration von Epidot, Rutil etc., später tektonische Durcharbeitung des Gesteins
				HG		NG	HG	HG	NG				UG			771	61	G	Bachtobel E Travisasch, 1980–2050 m	Rutil-führender Chloritquarzit in der Fortsetzung stark Ophiolith-führender Zonen
15				NG		UG	50	25	NG							747	62	G	im Bachtobel 50 m E neuer Alphütte Grava	Dolomitbreccie mit ophiolithogener Infiltration ins Bindemittel
							HG: Dolomitkomponenten													
						UG	HG	HG	HG							772	63	G	wie 771 (Nr. 61 dieser Tab.)	Dolomitbreccie mit ophiolithogener Infiltration ins Bindemittel
							HG: Dolomitkomponenten													

Interesse, in welchem grüne, ca. ½ cm lange dicke Hornblendeindividuen in einem weissen Gewebe von Plagioklasleisten sichtbar werden, in deren Zwickeln Chlorit und Epidot liegen kann. Dieses Gestein scheint schon STUDER (Lit. 153, I. Bd. pag. 339) aufgefallen zu sein, indem er vom Tomülpass ein „Übergangsglied des grünen Schiefers in ein verworren krystallinisches Gestein, einem unklar entwickelten, kleinkörnigen Gabbro ähnlich" meldet.

Dieses Gestein hat durch ROOTHAAN (Lit. 109, pag. 47 ff.) eine gründliche Bearbeitung erfahren. Wir wollen hier deshalb die von ROOTHAAN durchgeführte Charakterisierung der einzelnen Mineralien nicht wiederholen. In der Schlussfolgerung kommen wir allerdings zu einem anderen Resultat. ROOTHAAN hält das Gestein für einen reliktischen Diabas und sieht in den „pseudotuffogenen" Mischgesteinsbildungen am Rand dieses Grünschieferzuges sichere Anzeichen für seinen Effusivcharakter. In unseren späteren Ausführungen über die ophiolithischen Mischgesteine, insbesondere im Abschnitt „3. Die Genesis der Ophiolithe und der Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen" kommen wir zur Schlussfolgerung, es sei für diesen wie für die übrigen Grünschieferzüge unseres Untersuchungsgebietes Intrusionscharakter anzunehmen und werden dies gerade auf Grund der „pseudotuffugenen" randlichen Mischgesteinsbildung zu beweisen versuchen. Diese Voraussetzung gestattet die Annahme, beim vorliegenden Grüngestein mit ophitischer Reliktstruktur könne es sich statt um einen reliktischen Diabas ebensogut um einen reliktischen Gabbro handeln. Dadurch würde eine bessere Übereinstimmung mit dem heute feststellbaren feldgeologischen Eindruck, den das Gestein erweckt, erreicht werden. Verständlich jedenfalls ist die Tatsache, dass die Reliktstruktur vorwiegend in den Kernpartien mächtiger Ophiolithzüge erhalten geblieben ist, während deren Randzonen — heute noch sichtbar — infolge rascherer Abkühlung kleinkörniger auskristallisierten. Für die reliktische Natur dieses Gesteins sprechen folgende mikroskopischen Beobachtungen, zuerst einmal im Mineralbestand:

Im Schliff von Nr. 6 (R 51, aus der Sammlung ROOTHAAN) ist als Ausgangsprodukt für die 5 mm langen, stark kataklastisch deformierten und jetzt völlig in siebförmigen Albit umgewandelten Feldspatleisten einzig und allein ein basischer Plagioklas denkbar. Der Augit blieb teilweise sogar als noch nicht von der Umwandlung erfasstes Relikt als solcher erhalten. Er tritt in diopsidischer Form auf, farblos bis blass braunrötlich, kataklastisch deformierte Idioblasten bis zu einigen Millimeter Grösse bildend und stets in Zersetzung zu Epidot plus Hornblende plus Chlorit begriffen, weshalb man ihn auch oft im Kern von Epidot- oder Klinozoisit-Nestern findet. In Nr. 7 ist bereits ein grösserer Teil des Augits zersetzt, dafür wird Chlorit — als letztes Umwandlungsprodukt — häufiger.

Andererseits erscheint aber auch die Struktur als ophitische Reliktstruktur, in einer Klarheit, wie sie sonst in den Prasiniten nur noch höchst selten erhalten geblieben ist. Wie den normalerweise granoblastisch verzahnten Feldspäten der Prasinite kommt auch den Feldspatleisten dieses ophitisch struierten Gewebes ein Anfang der für Prasinite typischen poikiloblastischen Ausbildung zu. In Bild 1 auf Tafel I ist Nr. 8 der Tabelle d abgebildet, genau dieselben Erscheinungen zeigt Nr. 9.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 1 auf Tafel I (Nr. 8 der Tabelle d, pag. 58).

Man erkennt im ophitischen Gewebe die im Mittel 0,5—1,5 mm langen, sperrig aneinandergrenzenden Leisten eines ursprünglich basischen Feldspats, jetzt völlig albitisiert und voller Einschlüsse kleinster Strahlstein-, Chlorit- und Epidot-Körnchen und -Fetzen. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz kommt schön zum Ausdruck. Strahlstein-artige, schwach grün pleochroitische Hornblende, $n\gamma/c = 13—17^0$, bildet zusammen mit Chlorit und wenigen eingestreuten Epidotkörnern häufig viereckig filzige Garbenbündel; letztere deuten in ihren reliktisch erhalten gebliebenen Formen auf primären Augit, der sich durch Uralitisierung umwandelte. Chlorit (Klinochlor mit olivbraun-schwarzer Interferenzfarbe, $n\alpha$ parallel Spaltbarkeit und schwach grün gefärbt), ist als Umwandlungsprodukt von Hornblende in die Strahlsteinbündel eingelagert. Die kleinen Epidotkörner sind als Pistazit identifizierbar. Offensichtlich ist der Reichtum an Titanführenden Mineralien: Ilmenit erscheint oft als Kern von Leukoxennestern, in denen auch noch Titanit vorkommt.

Der Vollständigkeit halber seien an dieser Stelle vier von ROOTHAAN (Lit. 109) stammende Analysen mit ihren nach der Methode NIGGLI berechneten Molekularzahlen angeführt. Sie be-

treffen Strahlstein-führende Prasinite aus dem vorliegenden Untersuchungsgebiet; drei stammen aus dem erwähnten obersten Ophiolithzug im Tomüllappen, die vierte aus einem Prasinitzug unterhalb des Horns ob Vals:

	Massiger, Gabbro-ähnlich aussehender Strahlsteinprasinit mit ophitischer Struktur und Augitrelikten	Massiger, grobkörniger Strahlsteinprasinit mit Anklängen an Reliktstruktur	Feinkörniger Strahlsteinprasinit aus der Basis des obersten Ophiolithzuges am Piz Tomül (mit wenig Calcit)	Strahlstein-führender Prasinit unterhalb des Horns (mit Calcit)
si	126	111	125	98
al	15	23	20	18,5
fm	51	46,5	48	39,5
c	21,5	20,5	20	34
alk	12,5	10	12	8
k	0,04	0,07	0,13	0,12
mg	0,51	0,52	0,54	0,54
ti	2,1	3,9	3,7	2,6
h	24	28	25	20
CO_2				11

Infolge seiner gegenüber Normalprasiniten viel gröberen Struktur macht auch das Gestein Nr. 10 makroskopisch den Eindruck eines Gabbros oder Amphibolits mit grossen Hornblendeindividuen. Im Schliff erkennt man aber neben den Prasinitmineralien auch prasinitische Struktur, die durch die Albitpoikiloblasten bedingt wird. Die auffällig stark gefärbte, jetzt als Aktinolith vorliegende Hornblende, faserige Büschel bildend, zeigt $n\gamma$ = blaugrün, $n\beta$ = hellgrün, $n\alpha$ = gelblich. Es ist das Muttergestein einer Mineralkluft, wo chloritisch überzogene Albitkristalle auf einem ½—1 cm dicken filzigen Saum sitzen, der aus einem dichten Gewebe von senkrecht aus der Gesteinsoberfläche herauswachsenden Strahlsteinindividuen (Amiant) besteht.

Interessant ist das Ophiolithvorkommen auf der rechten Seite des Brennhoftobels bei seiner Ausmündung in die Quartärbildungen des Talbodens westlich Nufenen. Es fällt in seiner zentralen Partie durch seine fast schwarze Anwitterungsfarbe auf; ebenso ungewöhnlich ist auch die dunkelgrünblaue Färbung dieses Gesteins im frischen Bruch. Sie wird hervorgerufen durch den volumenmässig hohen Gehalt an Hornblende (vgl. Nr. 11 und 12 auf Tabelle d), die in drei Generationen vertreten ist:

1. die wahrscheinlich primäre, basaltische oder gewöhnliche Hornblende von brauner Farbe mit schwachem Pleochroismus ins Grünliche. Sie enthält hie und da Crossit/Glaukophan-Kerne von blauviolettem Pleochroismus, sehr kleinem negativem Achsenwinkel und hat eine Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ = um 5^0.
2. Strahlstein-artige Hornblende, $n\gamma$ = bläulichgrün, $n\beta$ = olivgrün, $n\alpha$ = gelblich.
3. in Zersetzung zu Chlorit begriffene, weitgehend aufgelöste Hornblenden.

Es ist das einzige Vorkommen unseres Arbeitsgebietes, wo innerhalb der Ophiolithe Natronreiche Hornblende nachgewiesen werden konnte. In der Fortsetzung dieses Prasinitzuges (vgl. Profil 1, Tafel V) zeigt sich diese Erscheinung nicht mehr. Er lässt sich auch nicht verbinden mit der von GANSSER (Lit. 38, pag. 461 ff.) ausführlich beschriebenen, linsenförmig angereicherten Ophiolithmasse von Neu Wahli (1 km SSW Hinterrhein), die durch ihre Natronvormacht gekennzeichnet ist. Diese gehört tektonisch ins Liegende der Aulmarmore, während unser durch die Typen Nr. 11 und 12 gekennzeichnete, grobkörnig ausgebildete Prasinitzug seine südliche Fortsetzung wahrscheinlich in der Ophiolithmasse des Oberen Geissberges (0,7 km S Hinterrhein) findet, wo GANSSER (Lit. 38, pag. 458 ff.) in seinem Kern einen reliktischen Dialaggabbro nachweisen konnte. Auch die von der Westseite der Brennhoftobel-Ausmündung stammenden Nr. 11 und 12 zeigen noch reliktische Anklänge an ophitische Struktur, eine Beobachtung, auf die erstmals C. SCHMIDT (Lit. 116, pag. 63) aufmerksam machte und sie mit Figur 13 der

seiner Arbeit beigegebenen Phototafel belegte. ROOTHAAN (Lit. 109, pag. 57) und GANSSER (Lit. 38, pag. 479) ergänzten die Beobachtungen über die Brennhof-Ophiolithe.

Mit Nr. 15 gelangen wir in den Bereich der feinkörnig entwickelten Hornblende-reichen Grünschiefer.

In Nr. 15, einem aus der tektonisch tiefsten Zone unseres Aufnahmegebietes entstammenden Strahlsteinprasinit bis Amphibolit, werden durch die sehr ausgeprägte Vormacht von Hornblende gegenüber Epidot und Chlorit bereits Anzeichen mesometamorpher Bedingungen sichtbar. Der Albit ist zwar noch poikiloblastisch, bildet aber nur noch in einzelnen Lagen ein zusammenhängendes granoblastisch verzahntes Gewebe wie in den eigentlichen Prasiniten, während dazwischen nematoblastische Struktur vorherrscht. Das Gestein stellt ein Übergangsglied von den Prasiniten der höheren Adula-Teilelemente zu den Amphiboliten ophiolithischer Herkunft in den tieferen Adula-Teillappen dar.

b) Ophiolithe mit Stoffaufnahme aus dem Nebengestein.

Calcit-führende Prasinite (Nr. 17—27 auf Tabelle d, pag. 58—59).

Fast in sämtlichen Grünschieferzügen von einiger Mächtigkeit beobachtet man eine Zunahme des Calcitgehaltes gegen den Rand hin; die zentralen Partien der grossen Ophiolithkomplexe führen in den seltensten Fällen Calcit. Bei der Feldaufnahme zeigt sich diese Erscheinung dadurch am deutlichsten, dass die randlichen Partien der Prasinitzüge infolge ihres Calcitgehaltes einen helleren, in vielen Fällen Gneis-ähnlichen Eindruck erwecken und beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure intensiv aufbrausen. Selbstverständlich ist mit Bestimmtheit anzunehmen, dass ein gewisser Gehalt an Calcit bei der Kristallisation bzw. Rekristallisation rein ophiolithischen Materials entstehen kann. Wir glauben aber, mit dieser Annahme allein die oben charakterisierte, in unserem Gebiet weit verbreitete Erscheinung nicht restlos erklären zu können und wollen sie deshalb einer näheren Betrachtung unterziehen:

Theoretisch lässt die in den Grünschieferzügen allgemein feststellbare Zunahme des Calcitgehaltes gegen ihren Rand hin folgende genetische Deutungen diskutabel erscheinen:

1. Die Hypothese, dass die intrudierende Ophiolithschmelze primär am Rand der Intrusionslagen Ca- und CO_2-reicher gewesen wäre, lässt sich nicht von vorneherein von der Hand weisen, wenn wir annehmen, das ophiolithische Magma innerhalb eines Intrusionszuges habe sich in dem Sinne differenziert, dass die wasserreichen und deshalb wohl CO_2- und Ca-reicheren Anteile in die randlichen Partien abgewandert seien. — Gleichfalls möglich ist eine randliche Migmatitbildung infolge Aufschmelzung von Schollen der benachbarten, vorwiegend kalkreichen Sedimente durch die intrudierende Ophiolithschmelze. Immerhin scheint das Phänomen der randlichen Calcitanreicherung in den Grünschieferzügen nicht allein und ausschliesslich durch die oben geschilderten Umstände bedingt sein zu können, wenn wir folgende Beobachtungen mit berücksichtigen: einerseits ist eine randliche Anreicherung der übrigen Ca-haltigen Mineralien unter den Gemengteilen der Ophiolithe, wie Hornblende, Epidot/Klinozoisit, Zoisit und Titanit, gegenüber den Kernpartien nur in ganz bestimmten und sehr vereinzelten Fällen festzustellen; anderseits tritt der Calcit sehr häufig in zwei Generationen auf, wovon die meist mengenmässig überwiegende nach ihrer im Mikroskop feststellbaren Ausbildung sicher junger Entstehung sein muss; auf alle Fälle muss letztere nach der Primärerstarrung gebildet worden sein und kann unter allen Umständen nicht der stofflich noch unveränderten ophiolithischen Primärschmelze entstammen.
2. Es liegt kein plausibler Grund vor zur Annahme, dass der primäre Ca-Gehalt des Ophioliths während der Metamorphose in den Kernpartien der Grünschieferzüge durch die hier zur Kristallisation gelangte Hornblende, den Epidot/Klinozoisit, Zoisit und Titanit resorbiert, in den randlichen Teilen der Ophiolithzüge aber direkt in Form von Calcit ausgeschieden worden sein sollte. — Dagegen könnten während des Epimetamorphosierungsprozesses, der

ohne Zweifel mit starker tektonischer Bewegung zusammen ging, auf mechanischem Weg randliche Teile des Ophiolithzuges mit Anteilen des umgebenden Sediments durchmischt worden sein, wodurch aber wiederum der Fall verwirklicht wäre, dass es sich nicht um autochthon aus primärem ophiolithischen Material gebildeten Calcit handeln könnte.

3. Es bleibt somit noch die gut vorstellbare Möglichkeit offen, der Grund für die Bildung des Hauptanteils des in den randlichen Partien der Ophiolithzüge vorhandenen Calcit liege in einer Stoffaufnahme vom Nebengestein her, besonders, da die Nebengesteine unserer Ophiolithvorkommen weit überwiegend mesozoischen Alters und deshalb kalkreich sind. Die Stoffaufnahme kann — wie wir gesehen haben — teils auf mechanischem Wege vor sich gegangen sein, war aber während und nach dem Metamorphosierungsprozess in allererster Linie und in der Hauptsache mit hydrothermalen Stoffwanderungen verbunden. — Nun muss nur noch die sekundäre Frage entschieden werden, ob die sedimentogene Stoffzufuhr lediglich CO_2, oder CO_2 + Ca neu hinzubrachte. Im ersten Fall müssten dann zur Bildung des Calcits Ca-haltige Prasinitgemengteile ihr Ca zum Teil wenigstens abgegeben haben. Als Ca-haltige Gemengteile haben wir Hornblende, Epidot/Klinozoisit, Zoisit und Titanit bereits erwähnt. Mit Sicherheit und generell kann nun aber innerhalb eines einzelnen Prasinitzuges ein Zurücktreten dieser Mineralien gegen die Calcit-reiche Randzone hin ebenso wenig nachgewiesen werden wie umgekehrt ihre Anreicherung. Es ist deshalb anzunehmen, die infiltrierten oder aufgenommenen Produkte seien CO_2- + Ca-reich gewesen.

Schon an dieser Stelle sei darauf aufmerksam gemacht, dass auch in umgekehrter Richtung — vom Ophiolith zum Nebengestein — eine sichere Stoffzufuhr stattgefunden hat. Gemäss dem Schema unserer Ausführungen, wo wir vom unveränderten Ophiolith über den stofflich veränderten Ophiolith zum stofflich veränderten Nebengestein vorwärtsschreiten, soll davon später die Rede sein. Es sei dies hier lediglich erwähnt, um zu zeigen, dass zwischen Ophiolith und Nebengestein ein eigentlicher Stoffaustauschprozess gespielt haben muss.

Zum gleichen Resultat kam schon BADER bei seiner petrographischen Untersuchung der Binnentaler-Gesteine (Lit. 7), wo er auf pag. 348 schreibt: „Kalk wurde vom ophiolithischen Magma aus dem Bündnerschiefer aufgenommen und Alkali an denselben abgegeben.“ Auch R. STAUB hat 1915 schon ähnliche Gesteine aus der Corvatschbasis beschrieben (Lit. 122).

Wenn wir nun zur Besprechung der auf Tabelle d dargestellten Gesteinstypen zurückkehren, müssen wir uns zum voraus klar sein, dass es in vielen Fällen trotz der obigen generellen Aussagen nicht möglich ist zu entscheiden, wie weit der darin enthaltene Calcit aus rein ophiolithischem Material oder aus infiltrierten Produkten entstanden ist. Denn selbstverständlich hat die Stoffzufuhr, sofern man sie sich zur Hauptsache in Form wässeriger, eventuell zum Teil gasreicher Lösungen vorstellt, im Moment intensiver tektonischer Bewegung ihren Höhepunkt erreicht, im selben Moment also, wo auch der Ophiolith und das umgebende Gestein infolge der Metamorphose umkristallisierte. Der in diesem Moment gebildete Calcit, unabhängig seiner Herkunft, ist im Gesteinsgefüge regellos zerstreut aufgenommen worden, er scheint von den übrigen Gemengteilen siebförmig durchwachsen, ähnlich wie der Albit, und zeigt eine Tendenz zur Bildung grösserer Porphyroblasten, die bis Millimetergrösse erreichen können. — Anders verhält sich der nach diesem Zeitpunkt gebildete Calcit, der aus Lösungen auskristallisierte, die später längs Schichtfugen und Querrissen eingedrungen sind; als typische Hohlraumfüllmasse, d. h. sekretionäre Bildung ist er sofort identifizierbar. Immerhin ist in einzelnen Fällen, wo sich der Calcit zwar in Schichtlagen angereichert findet, sich von dort aus aber deutlich als Gemengteil ins Prasinitgewebe verteilt und mit zunehmender Entfernung von der primären Calcitader mengenmässig zusehends abnimmt, die Annahme berechtigt, er stamme in solchen Fällen gleichfalls aus Lösungen, die bereits während der Metamorphose in den Ophiolith eindrangen und sich darin längs Kristallisationschieferungs-Fugen vorwärtsbewegten. Ein Teil der Adern wäre somit gleichfalls sicher alt.

Der Calcit an sich muss nach diesen allgemeinen Erläuterungen in den Gesteinen Nr. 17 bis 27 kaum noch näher charakterisiert werden, ebensowenig die Erscheinungen im Habitus der Prasinite, die er hervorruft. Ausserhalb dieses Spezialproblems fällt in den Nr. 18, 21 und 26 die Ausbildung des Albits auf, der hier in zwei Generationen vorhanden ist. In Nr. 18 und 21 erkennt man einesteils ungeregelt liegende, kataklastisch deformierte, zu poikiloblastischem Albit umgewandelte Feldspatleisten (bis 0,5 mm gross), die in ihrer Anordnung noch stark an ein ophitisches Gefüge erinnern, anderseits kleinere, im Durchmesser höchstens 0,15 mm erreichende, bedeutend einschlussärmere Albitxenoblasten, die sich zu einem granoblastischen Gefüge zusammensetzen und sicher jüngerer Entstehung sind als erstere. — In Nr. 26 bildet die ältere siebförmige Albitgeneration mit einer Korngrösse unter 0,2 mm das granoblastische Grundgewebe, während einem jüngeren Vorgang die Entstehung von sozusagen einschlussfreiem Albit zuzuschreiben ist (mit Ausnahme weniger im Albit enthaltenen Chloritschüppchen, aber ohne der sonst hauptsächlichen Erfüllung mit Epidot etc.); Lagen von diesem einschlussfreien Albit haben sich in Richtung der Kristallisationsschieferung angereichert. Es entsteht so ein Gestein, in welchem Lagen eines eigentlichen Prasinits mit granoblastischem Gewebe von poikiloblastischem Albit mit später gebildeten, granoblastisch-porphyroblastischen Calcit-Albitlagen wechsellagern; letzteren fehlt die poikiloblastische Struktur. Das lässt darauf schliessen, dass auch die Prasinitbildung in verschiedenen Stadien vor sich ging.

Interessant ist Nr. 22; es entstammt dem mächtigen, zu einem Ophiolithstock angereicherten Prasinitzug südlich Nufenen, der durch GANSSER (Lit. 38) auf pag. 480 bis 481 bereits eine Bearbeitung erfahren hat. GANSSER ist die inhomogene Ausbildung des oberen Drittels dieser Ophiolithmasse aufgefallen, so beispielsweise das Auftreten von Epidotnestern und Epidotlagen. Er glaubt hierin Anzeichen für Entstehung aus einer tuffogenen Breccie zu erblicken. Uns wird speziell noch der hier näher untersuchte Liegendkontakt dieses Prasinitstockes beschäftigen, wo Nr. 40 und 41 an Nr. 22 anschliessen, und zwar mit wachsender Entfernung vom Ophiolithstock. In Nr. 22 ist infolge des hohen Chloritgehaltes (40%) die eigentliche prasinitische Struktur verloren gegangen; der sehr feinkörnige (unter 0,15 mm grosse) Albit liegt in nur stellenweise aneinander grenzenden Xenoblasten im lepidoblastischen Chloritgewebe eingebettet, ist also nicht granoblastisch verzahnt. Zudem zeigt er als Ausfluss einer späteren Albitisierungsphase um den poikiloblastischen Kern einschlussfreie Neubildungsränder.

Eine streifen- und lagenförmige Anreicherung von Epidot (Pistazit) findet sich auch in Nr. 24, sowohl makroskopisch wie mikroskopisch schön sichtbar. Doch werden wir durch unsere nachfolgend dargelegten Untersuchungen nicht zur Annahme GANSSER's geführt, hierin Anzeichen einer tuffogenen Entstehung zu sehen, sondern wir betrachten diese Erscheinung eher als in Zusammenhang stehend mit zirkulierenden Lösungen und ophiolithogenen Differenziaten, die teils während, teils vor und eventuell sogar noch nach der Metamorphose den Prasinit hauptsächlich längs Kristallisationschieferungs-Fugen durchsetzten. Zu einer solchen genetischen Deutung gelangt in einem andern Fall auch GANSSER (Lit. 38, pag. 488) bei einem detailliert untersuchten Kontakt Prasinit/Bündnerschiefer, wo er die im Prasinit gegen den Kontakt hin feststellbare Anreicherung von Calcit + Klinozoisit + Epidot + Muskovit + Quarz bezüglich des Epidots folgendermassen erklärt: „Eine Epidotbildung wäre auch nach später erfolgter Calcitinfiltration denkbar, indem die Grenze Prasinit/Kalkschiefer eine tektonisch begünstigte Zone darstellt und somit epimetamorphe Prozesse begünstigt."

Calcit- + Muskovit/Serizit- und zum Teil Quarz-führende Prasinite. (Nr. 28—31 auf Tabelle d, pag. 59).

Für den in dieser Prasinitgruppe neu hinzutretenden Muskovit könnte man zunächst annehmen, er sei bei der Metamorphose aus rein ophiolithischem Material gebildet worden. Demgegenüber steht aber die auffällige Beobachtung, dass Muskovit-reiche Prasinite immer auch Calcit führen, der Muskovit also nirgends ohne gleichzeitige Beteiligung von Calcit in Prasiniten gefunden werden konnte. Dies legt die Vermutung nahe, der Muskovit entstehe im Zusammenhang mit der Calcitinfiltration; eine derartige Verknüpfung würde an sich für die Entstehung des Quarzes eher noch näher zu liegen scheinen.

Betrachten wir einige solche Gesteinstypen: Bei der mikroskopischen Untersuchung von Nr. 28 fällt die nicht mehr ganz einheitliche Struktur auf; sie ist zwar prasinitisch, doch ziehen parallel zur Schieferungsrichtung lepidoblastische, aus Muskovit/Serizit, Chlorit und eingelagerten Epidotkörnern bestehende Lagen durch. Interessant ist der schon auf pag. 57 erwähnte Serizitprasinit Nr. 29, der infolge seines hohen Serizitgehalts und des starken Zurücktretens der grünen Gemengteile mit seiner hellen, weisslichen bis schwach grünen Farbe wie ein Gneis aussieht. Er bildet die Liegendgrenze des obersten Ophiolithzuges des Tomüllappens (Nr. 6—9). Unter dem Mikroskop erkennt man 2 Albitgenerationen:

1. Die erste tritt in Form von bis 4 mm langen Feldspatleisten auf, die durch ihre Siebstruktur prachtvolle Umwandlungs- und Zersetzungs-Erscheinungen zeigen. Es muss sich demnach um grosse, primär basische Plagioklasleisten handeln, jetzt kataklastisch in einzelne Albitindividuen zerlegt, die oft nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Um die bei der Metamorphose gebildete Albitsubstanz sammeln sich häufig Anreicherungen von Epidot und Calcit. Die Feldspatmasse zeigt, dass die Umwandlung zu Albit offenbar nicht ganz abgeschlossen werden konnte, indem sie unregelmässig fleckig auslöscht, wobei aber mit Hilfe der BECKE'schen Linie Unterschiede in den Brechungsindizes nicht festgestellt werden können. Zudem sind diese Feldspatindividuen von Serizit-, Epidot-, Calcit- und Leukoxen-Einschlüssen dicht erfüllt. Im besonderen was die Umrisse betrifft, ist aber ihre reliktische Natur unbestreitbar.
2. Eine jüngere Albitgeneration erkennt man in einem feinkörnigen Gewebe von schwach poikiloblastischem Albit, der im Einzelkorndurchmesser 0,03 mm kaum überschreitet.

Die Struktur dieses Gesteins ist sehr unregelmässig, eigentlich uneinheitlich, indem ein feinkörnig prasinitisches Gewebe durchzogen wird von lepidoblastischen Chlorit-Epidotbändern, in denen noch einzelne bis 4 mm lange reliktische Plagioklasleisten verteilt liegen.

Für die genetische Deutung der oben beschriebenen Gesteinstypen mit uneinheitlicher Struktur bestehen zwei Möglichkeiten: Entweder betrachten wir die uneinheitliche Struktur bedingt als Folge von hydrothermalen Lösungen, die in dieser Gesteinszone zirkulierten; am ehesten dürften sie in diesem Fall während des Epimetamorphosierungsprozesses des gesamten Schichtkomplexes aus den Nachbarsedimenten infiltriert sein. Oder wir sind mit GANSSER (Lit. 38, pag. 498) der Ansicht, dass in stark bewegten Zonen, wie wir dies für den Rand eines Ophiolithzuges annehmen müssen, mylonitisiertes Gesteinsmaterial vorhanden war, das sich mit der gewissermassen unter Epi-Bedingungen intrudierenden, wasserreichen Ophiolithschmelze mengte. Diese von der alpinen Hauptphase noch beanspruchte, d. h. metamorphosierte Gesteinsmischung kann dann im Endprodukt tuffogene Gesteine vortäuschen und scheint so gewissermassen für Effusiv-Charakter zu sprechen. Ohne dem Vorwurf eines allzu vorsichtigen Kompromisses verfallen zu wollen, darf aber auch füglich angenommen werden, dass in der Natur ein Zusammenwirken dieser beiden erläuterten Möglichkeiten tatsächlich zugetroffen hat.

Aus Nr. 30 sei erwähnt, dass innerhalb des siebförmigen Albits Einschlüsse aller anderen Gemengteile mit Ausnahme von Calcit festgestellt werden konnten; es sind also kleinste Körner und Schüppchen von Epidot, Chlorit, Serizit, Quarz als Tröpfchen, und Rutil. Die Fundstelle von Nr. 31 bildet das genaue Gegenstück zu Nr. 29, steht dieser ebenfalls äusserst helle Gneisähnliche Serizitprasinit doch auch in der Basis des obersten Ophiolithzuges an, ca. 3 km südlich von Nr. 29. Nur fehlen hier die einzelnen reliktischen Plagioklasleisten und das ganze Gestein ist äusserst feinkörnig und einheitlich prasinitisch struiert; nur schwach poikiloblastische Albite bilden darin zusammen mit Quarzxenoblasten von unter 0,15 mm Durchmesser das granoblastisch verzahnte Grundgewebe.

Epidot-freie Calcit-führende Chlorit-Aktinolith-Albitschiefer (Nr. 32—34 auf Tabelle d, pag. 59).

Diese Gesteine sind durch ihre Fundstellen gekennzeichnet; sie liegen allesamt in tektonisch sehr stark beanspruchten Zonen, Nr. 32 und 34 in der basalen

Schuppenzone der Gravaserie, Nr. 33 in derjenigen des Tomüllappens. Zudem haben sie sich längs primär vorgezeichneten Bewegungshorizonten gebildet, die, aus der Lagerung der Ophiolithvorkommen zu schliessen, auch nach der Intrusion in diesen Zonen nicht zu völliger Ruhe kamen, sondern noch einige Bewegung mitgemacht haben müssen. Es ist wohl verständlich, dass derartige Zonen für gegenseitigen Stoffaustausch prädestiniert waren.

Im Albitfels Nr. 32, der einer äusserst zähen und harten, ca. 2 m mächtigen Gesteinslamelle entstammt, erinnert das granoblastische Gewebe der teils innig miteinander verzahnten poikiloblastischen Albite von unter 0,5 mm Korndurchmesser an Hornfels-artige Struktur. Die äusserst feinen darin eingelagerten Stengelchen Strahlstein-artiger Hornblende (kaum je über 0,02 mm dick und bis 0,3 mm lang) bilden parallel verlaufende feinste Bänder; Pleochroismus von farblos bis bläulichgrün, $n\gamma/c$ = ca. 15^0.

Der aus einem tektonischen Gleithorizont stammende Phyllit Nr. 33 zeigt fibro- bis lepidoblastische, helizitisch gewundene Bänder, die aus Chlorit, Aktinolith und kleinen Talkschüppchen bestehen, dazwischen ein feinkörniges granoblastisches Albitgewebe mit einschlussreichem Albit. Während sich Serizit als Nebengemengteil den helizitischen Bändern zuordnet, findet sich Calcit etwa in parallel zur Schieferungsrichtung verlaufenden Lagen angereichert. Noch deutlicher sind diese Lagen mit Calcitinfiltration in Nr. 34 erkennbar, wo wir eine abwechselnde Folge von bis zu 40% Calcit-führenden Lagen (daneben 30% Albit, 15% Aktinolith, 15% Chlorit) und fast Calcit-freien, dafür zu 60—70% aus Albit bestehenden Lagen von eher kleinkörnigerem Gefüge sehen. Diese abwechselnde Folge verschiedener Strukturelemente ist parallel der Kristallisationsschieferung angeordnet.

Kontaktmetamorphe Granatbildung (Nr. 35 auf Tabelle d, pag. 59).

Die einzige Stelle, wo am Rand der Ophiolithzüge unseres Untersuchungsgebietes nicht nur gegenseitiger Stoffaustausch, sondern eine eigentliche Kontaktmetamorphose mit der Neubildung von Mineralien nachgewiesen werden konnte, wird durch das Gestein Nr. 35 belegt. Das Gestein, welches an den Prasinitzug angrenzt, ist ein weisser Triasquarzit. Die weissen Triasquarzite sind sonst immer sehr reine Gesteine, mit Ausnahme jener Stellen, wo sie durch Ophiolithe stofflich beeinflusst wurden. Jedenfalls konnte sonst nirgends Granat in ihnen gefunden werden. Hier aber, in der Kontaktzone, haben sich in einer höchstens Dezimeterbreiten Randzone des Prasinitzuges Millimeter- bis Centimeter-grosse Granatporphyroblasten gebildet.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass diese Granatporphyroblasten kataklastisch deformiert und zum Teil umgewandelt sind, wie dies durch die Quarz-, Epidot-, Apatit- und Erzkristalle zum Ausdruck kommt, die in linear und parallel angeordneten Spaltrissen angereichert sind. Randlich sind die Porphyroblasten kelyphitisch umflossen, zuerst oft von einem Chlorit-Serizit-Albit-Erz-Saum, an den ein Epidot-Albit-Saum anschliesst. Das Gestein ist nicht nur nach der Art der Lagerung, sondern auch nach der volumenmässigen Zusammensetzung ein Mischgestein, allerdings noch mit überwiegendem ophiolithischen Anteil. Dementsprechend ist auch die Struktur ausgebildet, wo im granoblastisch bis plastopsammitischen Grundgewebe mit prasinitischen Partien die Granateinsprenglinge verteilt liegen. Die kataklastische Deformation deutet auf tektonische Bewegung, die n a c h dem Zeitpunkt der mit der Intrusion verknüpften Bildung der Kontaktmineralien (Granat) stattgefunden haben muss, wohl am ehesten während des Epimetamorphosierungsprozesses.

Epidotschiefer (Nr. 36 auf Tabelle d, pag. 59).

Als eigentliches Übergangsglied zu den nachfolgend beschriebenen Mischgesteinen sei der Typus Nr. 36 kurz erläutert. Wir finden diesen Epidotschiefer angereichert in einem zur Kristallisationsschieferung parallel verlaufenden, lamellar auskeilenden Band in der Randpartie des 25 m mächtigen Prasinitzuges, dem u. a. Typ Nr. 30 angehört.

Aus der Vergesellschaftung mit dem reichlich vorhandenen poikiloblastischen Calcit muss angenommen werden, das erwähnte Band habe seine Entstehung einer sedimentogenen Calcit-reichen Stoffzufuhr in den Ophiolith zu verdanken, wonach bei späteren Rekristallisationsvorgängen durch den Ca-Reichtum die Bildung von Epidot angeregt wurde. Wie in den allermeisten Fällen hätte sich damit auch hier die Infiltration auf dem Weg des geringsten Widerstands, d. h. hauptsächlich längs Kristallisationsschieferungs-Fugen vorwärtsgearbeitet.

Genaueres über die Art und den Zeitpunkt der sedimentogenen Stoffaufnahme durch die Grünschieferzüge soll am Schluss des Abschnitts über die Ophiolithe zusammenfassend behandelt werden.

c) Mischgesteine mit wesentlichen Anteilen ophiolithogenen und sedimentogenen Ursprungs.

Allgemeines (mit Fig. 2).

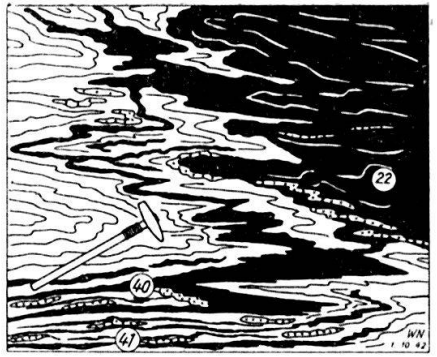
In zahlreichen Fällen, wo wir im vorliegenden Untersuchungsgebiet unser Augenmerk im Terrain den Kontaktzonen zwischen Prasinitzügen und angrenzenden Bündnerschiefern zuwenden, werden wir ausserhalb des eigentlichen Prasinites auf Dezimeter-, Meter- oder bis 10 und 50 Meter-mächtige Zonen stossen, in denen Millimeter- bis Centimeter-dicke Grünschieferlagen meist mehr oder weniger konkordant im Schichtverband eingelagert sind. Hie und da sind aber auch Verbindungen dieser grünen Lagen zum benachbarten Hauptophiolithzug sichtbar. Wie aus den nachfolgenden Erläuterungen klar hervorgeht, handelt es sich bei diesen grünen Lagen um Anteile ophiolithischen Ursprungs im Nebengestein.

Ohne vorerst ihre Bildungsbedingungen zu diskutieren, wollen wir diese grünen Lagen allein nach dem feldgeologischen Eindruck, den sie erwecken, als ophiolithogene Anteile bezeichnen. Mit dem Ausdruck „ophiolithogen" — im, bzw. aus dem Ophiolith entstanden — bleiben folgende Möglichkeiten der Entstehung offen:

1. sie können durch tektonische Vorgänge als Schürflinge aus den Ophiolithzügen ins Nebengestein gelangt sein, wobei ihre heute beobachtbare lagenförmige Anreicherung zwischen den Schichtfugen des Nebengesteins als Folge der längere Zeit währenden tektonischen Bewegung und der dadurch hervorgerufenen epimetamorphen Bedingungen und Stoffwanderungen innerhalb des ganzen Schichtkomplexes zu erklären wäre.
2. sie können durch Infiltration leicht beweglicher magmatischer Phasen entstanden sein. Als solche kommen in Frage: Infolge sehr hohen Wassergehalts leicht beweglich gewordene ophiolithische Schmelzen oder hydrothermale ophiolithogene Lösungen.
3. es kann sich um Infiltrationen hydrothermaler Lösungen handeln, die während der Epimetamorphosierung des ganzen Schichtkomplexes im Ophiolithzug gewissermassen als Epimetamorphose-Differenziate gebildet wurden und während der tektonischen Bewegungen, die den Vorgang der Epimetamorphose auslösten bzw. begleiteten, ins Nebengestein eindrangen.

Betrachten wir nun den Mineralbestand solcher ophiolithogener Anteile in Mischgesteinen, so sehen wir, dass teils ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand vorliegt, hie und da sogar noch in prasinitischer Struktur. Im allgemeinen mit zunehmender Entfernung vom Hauptprasinitzug nimmt sowohl die Anzahl solcher ophiolithogener Lagen innerhalb der sedimentären Schicht-

Skizze a. Ausschnitt aus der untersten Mischgesteinszone des nebenstehenden Profils d. Kalkglimmerschiefer mit grünen (ophiolithogenen) Lagen und Linsen (= schwarz).



Skizze b. Ausschnitt aus der Randzone des grossen „Ophiolithstockes" südlich Nufenen. Die abgebildete Stelle liegt in seinem Liegendkontakt. Sie wurde von den Hochwassern des Hinterrheins rein gewaschen.

Adern von sekretionärem Quarz

heller calcitführender Prasinit und Grünschieferanteile im benachbarten Mischgestein

sandig-toniger Bündnerschieferphyllit

(40) Schliffbeschreibung der an diesen Stellen entnommenen Handstücke siehe Tab. d & e

Profil c. Stratigraphisches Detailprofil durch eine ophiolithführende Zone der Oberen Valserschuppen. (Profil im Bächlein östlich gegenüber der Kirche von Vals-Campo).

*) HG: Quarz: Blastopsammitisches Grundgewebe bildend.
Albit: Fügt sich zum einen Teil wie der Quarz ins blastopsammitische Grundgewebe, zum andern Teil liegt er in Form neugebildeter Porphyroblasten vor, deren Kern erfüllt ist von graphitischem Pigment, während der Rand als Letztbildung völlig einschlussfrei erscheint (Produkt einer späten Albitphase). Z.T. schöne Schachbrettverzwilligung.
Muskowit
Calcit
UG: Erz

Profil d. Die Randzone des Prasinitzuges beim untersten Wasserfall des „Tomülbaches", kurz vor seiner Einmündung in den Valser-Rhein bei Vals-Campo

1 (Nr. 46 v. Tab. e) sandige Kalkglimmerschiefer mit Chlorit-Albit-Lagen

2 (Nr. 49 v. Tab. e) " " " " schwarzen Albitknötchen in graphitoidreichen Lagen.

Fig. 2. Das feldgeologische Bild von Mischgesteinszonen in der Nachbarschaft von Ophiolithzügen.

reihen ab, wie auch in ihrem Mineralbestand der vollständige Gehalt an Prasinitmineralien. Besonders Epidot kann rasch zurücktreten, während Chlorit, ganz besonders aber Albit — meist vergesellschaftet mit Rutil — in zum Teil recht weit vom Hauptophiolithzug entfernte Schichtkomplexe gelangen kann. Es entstehen so Gesteinszonen, die einer ausgesprochenen Albitisierung anheimgefallen sind. Letztere Erscheinung wurde im besonderen auch von GANSSER studiert, der zum Schluss gelangt, in der Folge der ophiolithischen Intrusion, zeitlich wahrscheinlich nach der Hauptintrusion, sei es zu einer eigentlichen Albitphase gekommen. Durch die im vorliegenden Gebiet durchgeführten Untersuchungen konnte diese Albitphase in sehr klar ersichtlichem Zusammenhang mit den Ophiolithzügen gebracht werden. Die von den Grünschieferzügen ausgehende Stoffzufuhr hat in den albitisierten Zonen zudem infolge ihres Titanreichtums in meist sehr auffälliger Menge Rutil zur Kristallisation bzw. Rekristallisation gebracht. Dabei erwecken die Verhältnisse im Terrain häufig den Eindruck, dass die Kristallisation oder Rekristallisation von Rutil in noch weiter vom Hauptophiolithzug entfernten Zonen als ophiolithische Beeinflussung feststellbar ist als die Albit-Neubildung. (Die Verwendung des Ausdrucks: „Kristallisation oder Rekristallisation" ist deshalb notwendig, da die stoffliche Herkunft des Rutils nicht eindeutig nachgewiesen werden kann, indem sowohl die ophiolithogenen wie die sedimentogenen Anteile beide primär reich an Ti sind.) Damit haben wir die Erscheinungen knapp skizziert, die nur durch ophiolithogene Stoffwanderungen ins Nebengestein erklärt werden können. Anhand des Mineralbestandes und der Art des Auftretens in der Nachbarschaft der Ophiolithzüge dürfte somit auch die Berechtigung der Bezeichnung „ophiolithogene" Gesteinsanteile genügend erwiesen sein.

Gesteine, die dabei in nächster Nachbarschaft der Prasinitzüge entstehen können, sind infolge ihres Reichtums an ophiolithogenen Lagen oft schon im Handstück makroskopisch als eigentliche Mischgesteine klar erkennbar. Meistens in der für Bündnerschiefer allgemein zutreffenden Kleinfältelung folgen sich ophiolithogene, infolge ihres Chloritgehaltes vorwiegend grüne und sedimentogene graue bis grauschwarze Lagen dicht aufeinander, allerdings selten in ganz regelmässigen Bändern, sondern in lamellar angereicherten, bald dicker bald dünner werdenden, dazwischen auch wieder ganz aussetzenden Lagen. Unter derartigen Mischgesteinen fallen bei der Felduntersuchung in erster Linie solche auf, die schon im normal grossen Handstück ihre deutlich heterogene Natur erkennen lassen, d. h. solche, wo die grünen Lagen in ihrer Mächtigkeit zwischen einigen Millimetern und einigen Centimetern schwanken, im Mittel also etwa Fingerdicke erreichen. Diese Grössenordnung scheint in der Natur die bevorzugteste zu sein. Im grossen und ganzen ist in derartigen Mischgesteinen zwischen den beiden genetisch und strukturell verschiedenen Anteilen weitgehende Konkordanz verwirklicht, bei genauerer Betrachtung erkennt man allerdings, wie die grünen Lagen nicht nur in ihrer Mächtigkeit schwanken, sondern sich auch oft vereinigen, wieder auseinanderstrahlen u.s.w. Die Detailskizzen a und b von Figur 2 versuchen, Beispiele des bei der Feldbeobachtung gewonnenen Bildes zu veranschaulichen.

Von H. HUBER (Lit. 58, pag. 88—91) ist in neuster Zeit nach Vorschlägen seines Lehrers P. NIGGLI der Versuch gemacht worden, grobgemengte Gesteine uneinheitlicher Prägung nicht nach der Genese, sondern lediglich nach ihrer speziellen Ausbildungsform, die sich bei der Feldaufnahme beobachten lässt, zu gliedern und eine entsprechende Nomenklatur aufzustellen. Als Oberbegriff solcher Gesteine, die zum mindesten aus zwei Strukturelementen bestehen, „meist von

verschiedenem Mengenverhältnis der Mineralarten und darum oft von verschiedener Farbe", wurde der Namen Chorismit vorgeschlagen (von χορίζω = absondern, chorisma = das durch räumliche Absonderung Entstandene). „Nach Form und Umgrenzung der verschieden gearteten Strukturelemente lassen sich dann die Chorismite einteilen in:

Phlebite	=	Adergesteine,
Ophtalmite	=	linsenförmige, augenförmige, knollige Bestandsmassen in Grundsubstanz,
Stromatite	=	lagen-, band- oder schichtförmige Strukturelemente,
Merismite	=	aus verschieden geformten, groben Teilstücken aufgebaute Chorismite."

Wenn wir versuchen, diese neu eingeführte Nomenklatur auf unsere Verhältnisse anzuwenden, so müssten darnach die oben skizzierten Mischgesteine als Stromatite bezeichnet werden, deren stereogener Anteil im Paläosom sedimentogenen Ursprungs vorliegt, das zugleich Kyriosom ist, und deren Chymogen durch das Neosom des ophiolithogenen Anteils gebildet wird. (Stromatit wird vom griechischen τὰ στρώματα = Lagerdecke, bzw. vom Verbum στόρνυμι = lagenförmig ausbreiten, abgeleitet.) Kurzgefasst könnte man einfach von Ophi-Stromatiten sprechen. Da ihr chymogener und neosomer Anteil ohne Zweifel zur weit überwiegenden Hauptsache aus einer beweglichen Phase stammt, die von aussen dem Paläosom zugeführt wurde, würden sie zur Gruppe der Exo-Chorismite gehören.

Als Beispiel für den feldgeologischen Eindruck, den solche Mischgesteinszonen erwecken, aus denen die auf Tabelle e aufgeführte Gesteinstypen entstammen, sind in Figur 2 neben den Detailansichtsskizzen (a und b) auch zwei Detailprofile (c und d) durch typische Mischgesteinszonen dargestellt.

Das Auftreten von Mischgesteinen in der Nachbarschaft von Ophiolithzügen ist von der lithologischen Beschaffenheit des Nachbargesteins abhängig. An massigen Gesteinen (z. B. an Orthogneisen oder an reinen massigen Kalkbänken) finden wir die Mischgesteinsbildung höchst selten; am bevorzugtesten sind geschieferte Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite und Kalkschiefer, vorzüglich sandige, und ganz besonders Quarzite (Sandsteinquarzite der Bündnerschieferserien und aufgeblätterte Triasquarzite). Reine Tonschiefer ohne wesentlichen Sand- und Kalkgehalt zeigen nie ein internes Auftreten ophiolithogener Gesteinsanteile.

An dieser Stelle sei zusammenfassend erwähnt, dass die hier skizzierten Erscheinungen in frappanter Analogie durch NEHER aus seinem Splügener-Untersuchungsgebiet gemeldet werden. Mannigfache diesbezügliche Diskussionen und gemeinsame Beobachtungen verbanden die Untersuchungen NEHER's mit denjenigen des Verfassers. Auch JÄCKLI sind die von ophiolithogenen Infiltrationen erfüllten Zonen in der Nachbarschaft der Ophiolithzüge in der nördlichen Fortsetzung der obersten Grünschieferzone des Tomüllappens aufgefallen, schreibt er doch in Lit. 60 auf pag. 25: „Im Carnusatobel konnten sehr epidotreiche, finger- bis armdicke Ophiolith-Apophysen festgestellt werden, die zu Dutzenden den Kalkschiefern in der Umgebung des Hauptgrünschieferzuges fast konkordant eingelagert sind." Dieselbe Erscheinung, allerdings nur von einer einzigen Stelle, beschreibt auch GANSSER (Lit. 38, pag. 489) aus dem Liegendkontakt eines Grünschieferzuges: „Die Grenze gegen den Kalkschiefer ist nicht einfach, sondern es finden sich mehrere chloritreiche Schmitzen, welche apophysenartig in den Kalkschiefer eindringen. Zwischen Chlorit und Muskovit schalten sich grössere Muskovitschuppen ein. Der Calcit selber ist sehr grobkörnig ausgebildet. Teilweise enthält er nahe dem Kontakt grosse Rutilindividuen, welche schon makroskopisch als feine, bis 1 cm lange Nadeln auffallen. Der Rutil, der grobkörnige Calcit, eine Anreicherung von Chlorit und Muskovit, letzterer mit Turmalin, sprechen hier für Kontaktwirkungen."

Nach diesen einleitenden Bemerkungen wollen wir übergehen zur eingehenden petrographischen Betrachtung der verschiedenen Gesteinstypen, um dann im Anschluss daran deren Entstehungsbedingungen zu diskutieren.

Streifenprasinite mit 2 Strukturelementen (stromatitische Prasinite) (Nr. 37 und 38 auf Tabelle e, pag. 60).

In Schliff von Nr. 37 unterscheiden wir ein erstes rein prasinitisches Strukturelement (granoblastisch verzahntes Albitpoikiloblasten-Gefüge), das in Lagen von 1—1,5 mm Breite auftritt, von einem zweiten lepidoblastischen Strukturelement, das in dickeren Lagen durchzieht als das erstere. Im letzteren bildet Chlorit-Serizit das lepidoblastische Grundgewebe, das reichlich von poikiloblastischen Albitporphyroblasten erfüllt ist, daneben aber auch Klinozoisit und Calcit unter den Hauptgemengteilen enthält. Diese lepidoblastischen Bänder entsprechen entweder Lagen, längs denen die sedimentogene Stoffzufuhr vordrang, oder aber man könnte sie als von der Ophiolith-Intrusion umschlossene und aufgearbeitete sedimentäre Restschollen erklären.

Makroskopisch fällt im Gestein Nr. 38, das aus einem der wenigen innerhalb von Triasdolomit gelegenen Ophiolithzüge entstammt, nur eine undeutlich entwickelte Streifung auf; unter dem Mikroskop entpuppt sich aber eine sehr interessante Doppelstruktur: gewissermassen als Substrat möchte man das prasinitisch-struierte sehr Calcit-reiche Gewebe bezeichnen, in welches aus einer 2—4 mm dicken, sehr Epidot-reichen Prasinitader Epidotschnüre und lepidoblastische Chloritbänder wie Äste aus einem Stamm ins Calcit-reiche Gewebe hinauswachsen, sich hier bis in feinste Ästchen verzweigen und schliesslich sich ganz verlieren. Das Bild erinnert an „Fliessformen", die bei Clivage entstehen.

Obige beiden Typen bilden ein Übergangsglied zu den eigentlichen Mischgesteinen. Im Prinzip entsprechen sie dem auf pag. 68 (oben) näher besprochenen Gestein Nr. 29 der Tabelle d (pag. 59). Sicher ist der kalkreiche Strukturanteil sedimentogen bedingt. Ob es sich um primär in den Ophiolith gelangte Sedimentrelikte handelt oder um nachträgliche Stoffzufuhr aus den Nachbarsedimenten, lässt sich nicht entscheiden, da die Epimetamorphose hier ohnehin jegliche Reliktstruktur verwischt hätte.

Sedimente mit feinlagigen ophiolithogenen Anteilen, in welchen ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand ausgebildet ist (Albit, Epidot, Chlorit etc.) (Nr. 39 bis 45 auf Tabelle e, pag. 60—61, und Bild 2 der Tafel I).

Im Schliff von Nr. 39 der Tabelle e erscheint der sedimentogene Anteil teils in blastopsammitischen Lagen von Quarz mit wenig Muskovit und Calcit, teils in Kalkschieferlagen von Calcit, wenig Quarz, Serizit und Pyrit. Auch im sedimentogenen Anteil gelangten vom ophiolithogenen Anteil her infiltrierte Mineralien wie Chlorit, Epidot und Albit in sehr untergeordnetem Masse zur Kristallisation. Lagenartig wird dieser sedimentogene Anteil durchzogen von Serizit-Muskovitsträngen, die in direktem Kontakt und mit scharfer Grenze prasinitische Bänder bis Schollen einschliessen, welche ihrerseits von sedimentogenen und infiltrierten Mineralien wie Calcit, Muskovit und Quarz durchsetzt sind. Im prasinitischen, stellenweisen zu lepidoblastischer Struktur tendierenden Anteil, dessen Mineralbestand aus Tabelle e ersichtlich ist, fällt beim Albit auf, dass er in kleineren, meist granoblastisch verzahnten Xenoblasten oft einschlussarm ist, während grössere, bis 0,4 mm messende Individuen sehr schön poikiloblastisch durchwachsen sind von Epidot, Calcit, Serizit, Chlorit etc.

Die Verbandsverhältnisse von Nr. 40 und Nr. 41 der Tabelle e sind aus der Detailskizze b von Fig. 2 (pag. 71) ersichtlich. Nr. 40 stellt ein deutliches Zwischenglied dar zwischen dem Calcit-führenden Prasinit Nr. 22 und dem ausgesprochen stromatitischen Mischgestein Nr. 41: Die beiden Strukturelemente in Nr. 40 sind nur stellenweise scharf getrennt, dazwischen finden sich sukzessive vermittelnde Übergänge; fleckenweise sind im sedimentogenen Anteil ophiolithische Gemengteile angereichert, umgekehrt liegen Anreicherungen von Sedimentmineralien im ophiolithogenen Anteil. — Anders in Nr. 41: Verfolgt man hier einen senkrecht zur Schieferung verlaufenden Querschnitt vom Kalkglimmerschiefer gegen den Hauptprasinitzug, so gelangt man zuerst in eine Zone, wo lagenartig in der Schieferungsrichtung eingebettete, durch ihren

Chloritreichtum gekennzeichnete Bänder sich immer dichter aufeinander folgen. Die ersten dieser Bänder sind 0,2 mm dick, dann werden sie sukzessive häufiger und dicker. Im letzteren Fall können sie schollenartig-linsenförmig ausgezogene Fragmente vom sedimentogenen Strukturelement enthalten, die dann vom ophiolithogenen Anteil rings umschlossen werden. Teils enthalten die Chlorit-reichen Bänder den Albit in porphyroblastischer Form, teils finden sich Übergänge zu prasinitischer Struktur, während der prasinitische Mineralbestand ohnehin vorhanden ist.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 2 auf Tafel I (Nr. 42 auf Tabelle e, pag. 60).

Bild 2 bildet eine Partie eines Dünnschliffes von Nr. 42 der Tabelle e ab. In das blastopsammitische Quarzitgewebe (mit wenig Calcit und sehr wenig Serizit) tritt am Schliffrand mit ca. 1 mm Dicke ein eigentliches Prasinitband ein, in dem einesteils Prasinitstruktur verwirklicht ist, andernteils und zur Hauptsache die poikiloblastischen Albite als Porphyroblasten im lepidoblastischen Chloritgewebe verstreut liegen. Epidot (Pistazit + Klinozoisit) ist in kleinen, um 0,05 mm grossen Körnern oft in Nestern angereichert. Dieses Infiltrationsband setzt sich etwa einen halben cm weit als gleichbleibender Strang fort, um sich plötzlich aus einer Einschnürung heraus zu verdicken und zu verzweigen, wobei — wie das Bild zeigt — quarzitische Mikroschollen umschlossen werden.

In Nr. 43 zeigen die zwischen den Calcitlagen durchziehenden ophiolithogenen Bänder zwar prasinitischen Mineralbestand, aber ebenfalls ein vorzugsweise lepidoblastisches Chloritgrundgewebe mit eingelagerten einschlussreichen Albitporphyroblasten. Diese enthalten u. a. allerfeinste Tremolitstengelchen. Wie in vielen andern Schliffen aus entsprechenden Zonen lässt auch hier der weitgehend ausgebleichte Chlorit (Klinochlor) beinahe keinen Pleochroismus erkennen: $n\alpha \parallel$ Spaltbarkeit = grünlichgelb, $n\gamma \perp$ Spaltbarkeit = grau: Interferenzfarbe = grauolivgrün.

Bei Nr. 44 ist im ophiolithogenen Anteil dieselbe Struktur verwirklicht wie bei Nr. 43, nur hat hier am Aufbau der lepidoblastischen Bänder in erster Linie Serizit, mit weniger Chlorit vergesellschaftet, Anteil. Die Albitporphyroblasten sind auffällig intensiv erfüllt von feinsten Rutilnädelchen-Agglomerationen; an einigen Stellen reichern sie sich zu einem granoblastisch-prasinitisch verzahnten Gewebe an.

Die Gruppe sei abgeschlossen mit Nr. 45, worin Chlorit-Serizitlagen mit eingestreutem Epidot, Albit und Ilmenit, nebst ganz wenig Calcit, scharf abgegrenzt sind gegen die blastopsammitischen sedimentogenen Gefügebänder.

Sedimente mit ophiolithogener Stoffzufuhr, welche die Neubildung von Albit bewirkte (Albitphase, meist neben Chlorit- und Rutil-Neubildung) (Nr. 46—55 auf Tabelle e, pag. 61—62, und Bild 3, 4, 5a u. b der Tafel I).

Nur höchst unscharf ist der Übergang von den im vorigen genannten Gesteinstypen zu Nr. 46 der Tabelle e. Die hier im lepidoblastischen Chloritgewebe eingebetteten Albitporphyroblasten erreichen bis 0,5 und 1 mm Grösse und erweisen sich als sehr einschlussreich, in den zentralen Kernpartien mehr als am Rand. Als Einschlüsse finden wir Graphitoid, Calcit, Quarz, Serizit, Titanit und Epidot in kleinsten Individuen. Der Titanit bildet ausserdem als Nebengemengteil Schwärme sehr kleiner Kristallkörner (um 0,05 mm lang und 0,01—0,03 mm breit). Soviel über die ophiolithogenen Lagen von Nr. 46, die einen sandigen Kalkglimmerschiefer erfüllen, dessen Verbandsverhältnisse aus Detailprofil d der Figur 2 (pag. 71) erhellen.

Im Schliff von Nr. 47 wird ein blastopsammitisches Grundgewebe von im Mittel 0,2 mm grossen Quarzkristallen + sehr wenig Serizit von Glimmeradern durchzogen, in welchen 1,5 bis 2 mm grosse Albitporphyroblasten liegen, erfüllt von kohligem Pigment. Durch die Anordnung der Graphitoideinschlüsse kommt die Drehung der Albitindividuen prachtvoll zum Ausdruck. Ihr Wachstum muss demnach in eine tektonische Bewegungsphase gefallen sein. Die Erscheinungsformen wie auch die Entstehungsbedingungen der gedrehten Albite sind von GANSSER (Lit. 38, pag. 393—394) behandelt und diskutiert worden. Es genüge deshalb hier, auf die Wiederholung dieser Bildungen auch in unserem engeren Arbeitsgebiet aufmerksam zu machen. In den Glimmerbändern tritt vorwiegend reiner Muskovit auf. Wo darin völlig limonitisierte Pyrite liegen, wird der Muskovit darum herum von Eisenhydroxylgel bräunlich ver-

färbt. Dies geschieht aber wahrscheinlich nicht nur oberflächlich; denn das mikroskopische Bild macht ganz den Eindruck, das Eisen werde vom Muskovit streifenweise im Kristallgebäude aufgenommen. Diese Streifen zeigen einen schwachen Pleochroismus $n\alpha$ = farblos-olivbräunlich, $n\gamma$ = braun, und eine Doppelbrechung, d. h. Interferenzfarbe, wie reiner Muskovit. Damit zeigt sich in diesen Glimmerblättchen von makroskopisch verrostetem Aussehen unter dem Mikroskop gleiches optisches Verhalten wie im gebleichten Biotit. Die nächste im Schliff sichtbare Phase ist die Chloritisierung dieser Streifen, indem ihre Interferenzfarbe grau wird und der Pleochroismus mehr in grüne Farbtöne hinüberleitet.

Die ophiolithogenen Infiltrationslagen von Nr. 48 bis Nr. 50 zeigen keine besonderen, hier noch nicht erwähnten Erscheinungen. Höchst selten anzutreffen ist das in Nr. 49 verwirklichte völlige Fehlen von Chlorit; infolge des sehr reichlich vorhandenen Muskovits und Serizits bleibt aber auch hier in den Infiltrationslagen die lepidoblastische Struktur gewahrt. Überall erscheint Rutil im ophiolithogenen Anteil angereichert, besonders als Einschluss in den stets poikiloblastischen Albitporphyroblasten. Fast immer kam es nur zur Ausbildung allerkleinster Rutilnädelchen, oft nur bis 0,02 mm lang. Identifizierbar sind sie dann nur noch durch ihre charakteristische Knie-Zwillingsbildung.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 3 auf Tafel I (Nr. 50 der Tabelle e, pag. 61).

In Bild 3 auf Tafel I kommt eine Dünnschliffphotographie von Gestein Nr. 50 der Tabelle e zur Abbildung. Makroskopisch ist es ein stromatitischer Grünschiefer mit hohem Serizitgehalt, in welchem ein undeutlicher Wechsel von Chlorit-Albit-reichen und quarzitischen Lagen feststellbar ist. Es handelt sich um einen sehr intensiv von ophiolithogenem Material infiltrierten Quarzit. Das Bild soll verdeutlichen, dass auch unter dem Mikroskop die Randzonen zwischen den ophiolithogenen und sedimentogenen Lagen recht komplex gebaut sind. Unten im Bild sieht man das lepidoblastische Chloritgewebe (mit Serizit), das, hier zu wenig sichtbar, von grossen Albitporphyroblasten durchsetzt ist. Die Kernpartien dieser Albite sind neben wenig Serizit so dicht erfüllt von feinstem Rutilgewebe, dass sie ganz dunkel erscheinen; ihre Randzonen sind einschlussarm. Dann folgt, nach einem gerade durchziehenden Serizitstrang, die eigentliche Randzone, von der aus der Chlorit in astförmigen Abzweigungen ins blastopsammitische Quarzitgewebe hinauswächst.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 4 auf Tafel I (Nr. 51 der Tabelle e, pag. 61).

Beim abgebildeten Gestein (Nr. 51 der Tabelle e) handelt es sich um einen tektonisch sehr stark beanspruchten, eine komplexe Kleinfältelung aufweisenden Triasquarzit aus der basalen Schuppenzone der Gravaserie. Durch exogene Stoffzufuhr, die von einem in der Nachbarschaft hindurchziehenden Ophiolithzug herrührt, ist er beeinflusst worden. Deshalb erscheint jetzt das Gestein als Chloritquarzit mit einer sich dicht aneinander reihenden Folge von ca. Millimeterdicken Chlorit-Serizit-Lagen. Das hier dargestellte mikroskopische Bild zeigt: oben ein Hornfels-artiges Gewebe von schwach undulös auslöschendem Quarz mit mehr oder weniger lagiger Anreicherungen von Chlorit (Pennin) (Strukturelement l von Bild 4), begleitet von limonitisiertem Pyrit und ganz wenig Rutil. Mit einem scharf abgegrenzten, aus grossen Penninindividuen bestehenden randlichen Strang (Strukturelement m) setzt ein dichtes Chlorit-Serizit-Quarz-Gewebe (Strukturelement n) ein, worin 0,2—0,5 mm grosse gedrehte Albitporphyroblasten eingelagert sind, während die Quarzkörner in diesem Serizit-Chlorit-Gewebe selten über 0,05 mm Durchmesser erlangen. Der Rand der Albitporphyroblasten ist als Letztausscheidung frisch und einschlussfrei, ihr Zentrum erfüllt von gewundenen Rutilanreicherungen. Sehr schön sind die den Chlorit-Serizit-Strang schief durchsetzenden Trennfugen, die auf Clivage zurückzuführen sind.

Das von der gleichen Fundstelle herstammende Gestein Nr. 52 zeigt im Prinzip denselben Aufbau wie Nr. 51; statt durch einen Chloritstrang wird hier das infolge Infiltration entstandene Serizit-Chlorit-Albit-Gewebe durch eine Randzone von auffällig grossen, parallel gerichteten Muskovitblättern gegen den Quarzitanteil abgegrenzt.

In Nr. 53 ist die Durchmischung von Paläosom und Neosom so intensiv, dass makroskopisch wie mikroskopisch das Gestein nicht mehr heterogen (stromatitisch) erscheint. Es besteht aus einem dichten Grundgewebe von Serizit mit wenig Chlorit, worin gedrehte und Rutil-erfüllte Albitporphyroblasten liegen. Ausser dem feinen, goldgelb reflektierenden Rutil er-

kennt man auch Einschlüsse von Turmalin, von Quarz und von Apatit. Einige wenige mikroskopisch dünne Lagen von Quarz durchsetzen das Gestein parallel den Schieferungsflächen.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 5 a u. b auf Tafel I (Nr. 54 der Tabelle e, pag. 61).

Die Fundstelle des abgebildeten schwarzen Knotenschiefers mit grauem Silberglanz liegt etwa 50 m vom nächsten Prasinitzug entfernt mitten in einer Kalkphyllit- bis Tonschieferserie der Oberen Valserschuppen; trotzdem muss für seine Genese eine sehr intensive ophiolithogene Stoffzufuhr angenommen werden. Das Gestein ist — wie das Bild 5 auf Tafel I zeigt — dicht erfüllt von makroskopisch schwarz erscheinenden Albitporphyroblasten, die sich unter dem Mikroskop als gedrehte 0,5—1 mm grosse Individuen erweisen; diese sind ihrerseits erfüllt von gewundenen, die Drehung verdeutlichenden Schnüren von kohligem Pigment; daneben zeigen sie auch Einschlüsse von Quarz und von fast farblosem Strahlstein. Der Chlorit, zu makroskopisch silbergrauer Farbe ausgeblasst, ist als völlig apleochroitischer weisslicher Klinochlor ausgebildet. Er umfliesst die Albitporphyroblasten in dünnen Strängen, die stark durchsetzt sind von sehr feinen, fast farblosen Strahlsteinstengeln ($n\gamma$ = lichtgrünlich); letztere werden selten über 0,1 mm lang und nie über 0,01 mm dick. An einigen in den Abbildungen nicht sichtbaren Stellen können im Schliff Quarz-Calcit-Lagen mit feinem Serizit festgestellt werden.

In Nr. 55 handelt es sich um einen aus der Nachbarschaft eines Ophiolithzuges stammenden kalkreichen Quarzit, in welchen die Lagen der Albit- und Chlorit-bildenden Infiltration im mikroskopischen Bild nur ganz unscharf abgegrenzt sind von Quarz- und Calcit-reicheren Lagen. Makroskopisch ist in diesem Gneis-ähnlichen Gestein eine Streifung wahrnehmbar.

Sedimente mit ophiolithogener Stoffzufuhr ohne Albitbildung (dafür Epidot oder Chlorit oder Rutil oder Turmalin) (Nr. 56—61 auf Tabelle e, pag. 62).

Die Verbandsverhältnisse des ophiolithogen infiltrierten weissen Marmors Nr. 56 von Tabelle e erhellen aus dem Detailprofil d der Figur 2 (pag. 71). Die vom sedimentogenen Paläosom oder Substrat unscharf abgegrenzten Lagen des Infiltrates enthalten im lepidoblastischen Chlorit-Muskovit-Gewebe mit Quarz wenig Epidot, Calcit und Rutil. Auffällig ist, dass der in den Infiltrationslagen eingebettete Quarz im Gegensatz zum Quarz des Paläosoms einschlussreich ist. Er enthält Rutil, zum Teil auch Serizit, womit feststeht, dass er umgebildet wurde, wahrscheinlich ebenfalls als Rekristallisationsprodukt, entstanden während der Phase der ophiolithogenen Stoffzufuhr.

Aus dem gleichen Triasquarzitzug wie Nr. 51 —53 stammt Nr. 57; auch hier handelt es sich um einen Triasquarzit, der tektonisch stark beansprucht und durch Infiltrationen aus dem benachbarten Prasinitzug stofflich verändert wurde. So wird auch der Quarzit Nr. 57 von parallel verlaufenden Serizit-Chloritlagen durchsetzt, nur fehlen darin hier die Albitporphyroblasten. Statt dessen treten von mengenmässig recht bedeutendem Ausmass schwarze Adern feinsten Rutils auf, die häufig bis 0,2 mm grosse Turmaline enthalten, vereinzelt auch bis 0,4 mm grosse Ilmenitkristalle.

Nr. 58 leitet über zu den Gesteinstypen, in welchen die beiden Strukturelemente nicht mehr scharf voneinander abgegrenzt sind. In bescheidenerem Masse als in Nr. 54 erscheint Strahlstein-artige Hornblende.

Nr. 59 entspricht im Prinzip Nr. 56, nur ist hier die Durchmischung beider Anteile weiter gediehen; immerhin ist sie aber noch in den lagenartigen Anreicherungen von Chlorit und Epidot (nebst Muskovit) zu erkennen. Der Chlorit (Klinochlor mit $n\alpha \parallel$ Spaltbarkeit = saftiggrün, $n\gamma \perp$ Spaltbarkeit = grünlich-strohgelb, Auslöschungsschiefe: ca. 4^0, Interferenzfarbe: grauolivgrün) ist auch makroskopisch kräftig grün, während beispielsweise die vom Tomülbach-Wasserfall herstammenden Mischgesteine (Nr. 46, 49, 56 und 60) alle sozusagen farblosen und fast apleochroitischen Chlorit aufweisen. Dies zeigt sich auch in Nr. 60 noch einmal (Gesteinsverband: siehe Detailprofil d auf Figur 2, pag. 71). Nach dem Schliffbild dieses Gesteins hat man den Eindruck, es seien ursprünglich zwei lagenförmige, scharf getrennte Strukturelemente an seinem Aufbau beteiligt gewesen, wonach durch eine spätere tektonische Reaktivierung diese Lagen zerfetzt wurden.

Problematisch ist die genetische Deutung des Gesteins Nr. 61. Es stammt aus den nördlichsten Ausläufern der basalen Schuppenzone der Gravaserie, wo diese im Tobel östlich Travisasch aufgeschlossen sind (vgl. Profil 1 der Tafel V). Weiter südlich ist diese Schuppenzone

bekanntlich sehr reich dotiert mit Ophiolithen und deren Mischgesteinen. Auch hier — östlich Travisasch — treten darin grüne Gesteine auf, die man makroskopisch als Chlorit-reiche Prasinite bezeichnen würde, wenn man nicht durch die mikroskopische Untersuchung auf das Fehlen von Albit und Epidot aufmerksam würde. Wenn wir nach gründlicher Untersuchung trotzdem der Ansicht zuneigen, es handle sich um ein ophiolithogen beeinflusstes Gestein, so sind dafür folgende Überlegungen massgebend:

1. Der Gesteinstyp 61 liegt in einer Zone, die direkt südlich anschliessend durch sehr reichliche Ophiolithbeteiligung ausgezeichnet ist.
2. Die ophiolithische Schmelze selbst vermochte zwar nicht ganz bis in die heute östlich Travisasch aufgeschlossenen Gesteinsserien vorzudringen, doch gelangte während einer wahrscheinlich späteren tektonischen Bewegungsphase — am ehesten in derjenigen, wo sich die Metamorphose der Ophiolithe vollzog — ophiolithogene Stoffzufuhr bis hierher und führte ganz analog zur Genese der Gesteinstypen Nr. 56 und besonders Nr. 57 zur Chloritbildung und Kristallisation oder Rekristallisation von Rutil.

Auch hier erscheint der Quarz als Neubildung oder Rekristallisationsprodukt erfüllt von kleinsten nicht identifizierbaren Einschlüssen. — Problematisch aber ist diese Deutung deshalb, weil hier — wie im Kapitel über die Triasgesteine erwähnt — auch Quartenschiefer-ähnliche Chlorit-reiche Phyllite auftreten.

Dolomitbreccien mit ophiolithogener Stoffzufuhr (Nr. 62 und 63 auf Tabelle e, pag. 62).

An verschiedenen Stellen, wo liasische Breccien mit Dolomitkomponenten in Kontakt mit Prasinitzügen stehen, erkennt man, dass in der nächsten Nachbarschaft des Ophiolithzuges das Bindemittel der Breccie Chlorit- und Albit-reich werden kann und sich durch seine damit verbundene Grünfärbung vom normalen Kalk-Bindemittel ohne entsprechende Beeinflussung auf den ersten Blick unterscheidet.

In Nr. 62 ist das Chlorit-führende Kalk-Bindemittel durchsetzt von 0,2—0,4 mm grossen Albitporphyroblasten, die siebförmig erfüllt sind von Quarz, Calcit und Serizit.

Aus der gleichen Zone wie Nr. 61 stammt Nr. 63, und damit eröffnen sich hier genau dieselben bereits besprochenen Probleme. Dass der vorliegende Schliff von Nr. 63 keinen Chlorit enthält, ist nur einem Zufall zuzuschreiben, indem das Handstück ja gerade deshalb genommen wurde, weil die Breccie auch hier an gewissen Stellen durch Chloritführung grün und damit einer ophiolithogenen Stoffzufuhr verdächtig erscheint. Was aber bei diesem Schliff trotzdem für stoffliche Beeinflussung spricht, ist die Tatsache, dass der Quarz des Bindemittels infolge seiner „pseudopoikiloblastischen" Ausbildung als Neubildung aufgefasst werden muss. An Einschlüssen sind feinste Rutilnädelchen und Serizitschüppchen identifizierbar.

d) Bildung von Kluftmineralien im Zusammenhang mit den Ophiolithen.

Zahlreich sind die Stellen, wo Kluftmineralien in Zerrklüften innerhalb der Ophiolithzüge oder in deren Nachbarschaft zur Ausbildung gelangten. Ihre Paragenese umfasst: Albit, selten Adular, Epidot, Klinozoisit, Strahlstein und Amiant, Chlorit, Quarz, Calcit, Titanit, (Hämatit, Pyrit, Apatit und etwa Kupferkies). Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Mineralien dieser Zerrklüfte im Gefolge der alpinen Metamorphose aus hydrothermalen Lösungen auskristallisierten, die offenbar mit der im vorigen besprochenen ophiolithogenen Stoffzufuhr weitgehend oder sogar völlig gleichgesetzt werden können. Dafür spricht die Bildung genau derselben Mineral-Assoziationen, und wie dort drang auch hier die „ophiolithogene" Stoffzufuhr bis in die weitere Nachbarschaft der Grünschieferzüge vor.

So häufig einerseits die rudimentäre Bildung von Kluftmineralien ist, so selten sind anderseits die Fundorte wirklich schöner und reiner Stufen. Einzig der „Kri-

stallofen" — wie er von den Einheimischen bezeichnet wird — der Alp Rischuna 3,25 km NNE Vals kam in der kristallographisch-mineralogischen Literatur zu etwelcher Bedeutung; sehr oft wird er auch unter dem Namen Bucarischuna aufgeführt. Die heute völlig ausgeräumte Zerrkluft liegt an der Liegendgrenze eines Prasinitzuges, der den Fuss des Felsbandes 100 m südwestlich des neuen topographischen Signals der Alp Rischuna (P. 1989,8) auf ca. 1880 m Höhe bildet. Unterhalb der Kluft, hinunter gegen den Aufstiegsweg zur Alp Rischuna, hat sich aus dem ausgeräumten Material eine kleine Schutthalde gebildet; doch liessen sich hier wie auch in der Kluft selbst nur noch unansehnliche Stücke von Albit-Quarz-Calcit finden. Die von diesem Fundort in die Sammlungen gelangten Stufen zeichnen sich aus durch eine bemerkenswerte Verwachsung von Albit und Adular, ganz besonders aber durch grosse klare Albitkristalle, denen eine ungewöhnlich reine Zusammensetzung und morphologisch interessante Entwicklungsform zukommt. Sie wurden durch Krebs (Lit. 78) und andere Autoren untersucht. Amiant ist das wichtigste Begleitmineral dieser Stufen; ferner treten — neben durch Formenreichtum auffallenden Titanitkristallen — Chlorit, Calcit, Quarz, Hämatit, Magnetit wie auch Pyrit auf und schliesslich kleinste, aber flächenreiche Apatitkristalle. In den „Mineralien der Schweizer Alpen" (Lit. 97) hat Parker einen umfassenden Überblick und eine kristallographische Charakterisierung der Fundstelle gegeben.

Daneben seien an Zerrkluftbildungen genannt: die Druse mit Strahlstein (Amiant), Albit und Chlorit auf Gestein Nr. 10 der Tabelle d (pag. 58), die auf pag. 64 bereits erwähnt wurde; sodann eine Kluft aus dem obersten Grünschieferzug des Tomüllappens beim Passübergang Beim Bären, wo aus dem prasinitischen Muttergestein mit bemerkenswert grossen Hämatitblättchen-Einschlüssen ein 3 cm dickes Band von Klinozoisit-Albit-Fels herauswächst, auf dem grosse Klinozoisit- und chloritisch überzogene Albitkristalle sitzen.

Im Anschluss auf den vorigen Hinweis auf die Hämatitblättchen-Einschlüsse im Prasinit sei bemerkt, dass in Grünschiefern, besonders in darin enthaltenen Chloritnestern, oft Centimeter-grosse Pyritwürfel eingesprengt sind. Die schönsten diesbezüglichen Beobachtungen stammen von der Alp Grava, wo innerhalb der Grünschieferzüge aus der basalen Schuppenzone der Gravaserie oft faustdicke, Pyritwürfel-führende Anreicherungen von reinem Chlorit feststellbar sind. — Schliesslich mag auch erwähnt werden, dass sich in einem Prasinitzug westlich des Valserberg-Passes, wenig NE unterhalb der Kuppe P. 2617,9 (Siegfriedkarte P. 2619) eine den Grünschieferzug quer durchsetzende Zerrkluft fand; die Kluftfüllung besteht zur Hauptsache aus Quarz (meist amorph), in dem einige ansehnliche Adern von Kupferkies mit malachitischer Verwitterungsrinde auffallen.

Anhangsweise möge an dieser Stelle auch auf eine schöne Kluft mit grossem Albit, Bergkristall und Calcit hingewiesen werden, die am Ostrand des „Grauen Gufer", 500 m südlich des Piz Tomül-Gipfels auf ca. 2600 m Höhe aufgefunden werden konnte. Sie liegt in einem Kalkmarmorband innerhalb der Kalkphyllitserie, in naher Nachbarschaft mit einem Prasinitzug, von dem aus eine gut sichtbare Stoffzufuhr in die Nachbarsedimente stattgefunden hat (Stromatitbildung). Die Annahme dürfte deshalb berechtigt sein, der Albit dieser Kluft entstamme ebenfalls der letztgenannten Stoffzufuhr.

3. Die Genesis der Ophiolithe und der Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen.

a) Das Alter der Intrusion und der Metamorphose.

Vorerst sei darauf hingewiesen, dass es nicht selbstverständlich erscheint, von einer Intrusion des ophiolithischen Magmas zu sprechen, kam doch ROOTHAAN, der die Ophiolithvorkommen des vorliegenden Untersuchungsgebietes einer ersten umfassenden und systematischen Bearbeitung unterzog, zum Schluss, es handle sich bei einzelnen Grünschieferzügen um submarine Ergüsse. Jene Erscheinungen, mit welchen ROOTHAAN den Effusiv-Charakter zu belegen versuchte, werden durch die vorliegende erneute Untersuchung in ganz anderem Sinne gedeutet, weshalb auch die von ROOTHAAN postulierte Beweisführung bezüglich des Alters ihre Stichhaltigkeit völlig verliert. Es betrifft dies die in der vorliegenden Arbeit als ophiolithische Mischgesteine bezeichneten Gesteinstypen, d. h. Gesteine, die Anteile ophiolithogenen und Anteile sedimentogenen Ursprungs in sich vereinigen; in solchen Gesteinstypen glaubte ROOTHAAN Vertreter submariner Tuffe zu erkennen. Diese Folgerung ROOTHAAN's ist an sich verständlich, weil in den ophiolithischen Mischgesteinen, deren Erscheinungsformen im vorangegangenen Abschnitt ausführlich dargelegt wurden und deren Bildungsprozess im nächsten Abschnitt behandelt werden soll, Gesteinstypen vorliegen, in denen in sedimentogenem Material ophiolithogene Anteile von teilweise oder völlig prasinitischem Mineralbestand eingebettet sind; damit können sie selbstverständlich tuffogenen Charakter vortäuschen. Die sicher intrusive Natur unserer Grünschiefer-Vorkommen kann aber gerade — wie wir im nächsten Abschnitt sehen werden — mit Hilfe solcher „pseudotuffogenen" Bildungen nachgewiesen werden. Damit und in Berücksichtigung der analogen Schlussfolgerungen GANSSER's, der die südliche Fortsetzung unserer Ophiolithzüge eingehend studierte, kommen wir zum Schluss, auch innerhalb unseres Untersuchungsgebietes komme den Grünschieferzügen intrusiver Charakter zu.

Unter dieser Voraussetzung wollen wir uns nun der Betrachtung der Verbandsverhältnisse der Ophiolithzüge zuwenden, d. h. die Frage nach dem Alter der Intrusion aus dem Alter der der Intrusion anheimgefallenen Sedimentschichtreihen zu lösen versuchen. Wie das Sammelprofil Tafel IV zeigt, beschränkt sich im Raume der nördlichen Adula-Teilelemente die Intrusion von Ophiolithzügen auf wenig praetriadische, auf triadische und in der grossen Hauptsache liasische Schichtreihen; sehr auffällig sind besonders die Lagerungsverhältnisse im Tomüllappen, hauptsächlich, weil hier der im Hangenden des mittelliasischen Quarzites folgende mächtige Grünschieferzug eine untere, stark Ophiolith-führende Zone scharf abgrenzt von einer oberen völlig Ophiolith-freien Zone. ROOTHAAN, welcher in der soeben kurz erläuterten, tuffogenen Charakter vortäuschenden Mischgesteinsbildung, die bei diesem obersten Grünschieferzug an vielen Stellen schön ausgeprägt ist, deutlich auf Effusiv-Charakter hinweisende Merkmale erblicken wollte, musste demgemäss natürlich das Alter für eine solche nach ihm submarine Effusion als liasisch annehmen. Unter der Voraussetzung des Intrusionscharakters, zu dem uns die vorliegenden Untersuchungen führen, kann einmal primär und mit absoluter Bestimmtheit ausgesagt werden, dass die Intrusion frühestens im oberen Lias und spätestens vor Abschluss der letzten orogenen Phasen stattgefunden haben muss. Letztere obere Grenze ist durch die Tatsache der vollständigen metamorphen Umkristallisation der primär gebildeten Ophiolithe gegeben, die man sich nur im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen vorstellen kann. Beim Versuch einer genaueren Präzisierung des Alters der Intrusion gelangen wir zu den-

selben Resultaten wie GANSSER (Lit. 38), der auf pag. 512—513 — analog zu unseren Beobachtungen — feststellt, „dass die Ophiolithe auf tektonisch schon vorgezeichneten Bewegungsbahnen eingedrungen sind. Es dürfte somit ihre Intrusion in die penninische Hauptorogenese gestellt werden, wie dies schon lange von STAUB und CORNELIUS für die Ophiolithe aus den höheren penninischen Decken angenommen wird".

Begründen wir diese Ansicht kurz auch für unser Untersuchungsgebiet! Schon bei den einleitenden Bemerkungen zum Abschnitt über die Ophiolithe (unter „Allgemeines" pag. 55—56) haben wir darauf hingewiesen, dass die Ophiolithe zur Intrusion in die geosynklinalen Sedimentserien in allererster Linie solche Grenzhorizonte benutzten, die auch für die tektonische Bewegung als Gleithorizont prädestiniert waren. Dabei liegen die Verhältnisse allem Anschein nach so, dass sich die tektonische Bewegung im Zeitpunkt der Ophiolith-Intrusion bereits in einem fortgeschrittenen Stadium befand. Wir nehmen dies deshalb an, weil die Grünschieferzüge offensichtlich Schichteinlagerungen von grösserer Konstanz darstellen als die überwiegende Mehrzahl der übrigen Schichtglieder; sie sind der Schuppung also weniger anheimgefallen. Zudem wäre es unter der Voraussetzung einer anderen zeitlichen Abfolge nicht verständlich, weshalb die Ophiolithe zur Intrusion gerade die Gleithorizonte zwischen den verschiedenen tektonischen Einheiten benutzt haben sollten. Andererseits darf auf keinen Fall angenommen werden, die Intrusion sei nach Abschluss sämtlicher tektonischer Bewegung erfolgt. Den Beleg hierfür erblicken wir in der Tatsache, dass in einigen besonders ausgezeichneten Zonen auch die Grünschieferzüge verschuppt wurden, zwar in deutlich geringerem Ausmass als die benachbarten Schichtserien, aber dennoch klar erkennbar. Dies trifft zu für gewisse Serien in den Unteren und Oberen Valserschuppen, und in den basalen Schuppenzonen der Gravaserie wie des Tomüllappens. Ferner erscheint es am wahrscheinlichsten, dass die Epimetamorphose der Ophiolithzüge durch tektonische Bewegungen ausgelöst wurde, die nach der Intrusion stattgefunden hatten, bzw. über die Intrusion hinaus dauerten. Nun ist es aber wiederum unwahrscheinlich, dass diese sich noch nach erfolgter Intrusion abspielende tektonische Bewegung innerhalb der tektonischen Einheiten noch ein sehr bedeutendes Ausmass erlangt hätte; sonst wäre die Differenz in der tektonischen Beanspruchung (Schuppung) zwischen den Grünschieferzügen und den umgebenden Schichtreihen nicht so klar erhalten geblieben. Denn diese Differenz kann unmöglich allein auf ein unterschiedliches Verhalten der Grünschieferzüge einerseits und der übrigen Schichtglieder anderseits gegenüber der mechanischen Beanspruchung bei der tektonischen Bewegung zurückgeführt werden.

Damit können wir unsere Schlussfolgerungen dahin präzisieren, dass nicht nur die Ophiolith-Intrusion im Gefolge der orogenetischen Hauptphase stattfand, sondern dass auch der Epimetamorphosierungsprozess höchstwahrscheinlich mit dieser orogenetischen Hauptphase noch verknüpft war. Intrusion und Metamorphose dürften sich also nach diesen geologischen Überlegungen sehr nahe aufeinander gefolgt sein, teilweise wohl direkt ineinander übergeleitet haben. Hierfür sprechen auch verschiedene Resultate der petrographischen Untersuchung, wie wir im nächsten Abschnitt darzulegen versuchen.

Für das genaue geologische Alter der orogenetischen Hauptphase lassen sich aus den Verhältnissen unseres Untersuchungsgebietes keine Schlüsse ziehen. Gemäss den umfassenden alpinen Forschungen STAUB's muss es auch für den Raum der Aduladecke als kretazisch betrachtet werden. Bei dieser Annahme kann das Fehlen von Ophiolithen in den Nollatonschiefern und den höheren Zonen des Tomüllappens damit erklärt werden, dass die mächtige Masse der Tonschiefer

gegenüber einem Vordringen der Ophiolithintrusion in höhere, während dieses Zeitpunkts bereits vorhandene Schichtglieder als hermetisch abdichtender Horizont gewirkt hat.

b) Die Bildung von Mischgesteinen im Zusammenhang mit den Vorgängen bei der Erstarrung der Ophiolithschmelze und bei der Epimetamorphose.

Die petrographische Forschung neueren Datums über magmatische Vorgänge lehrt uns, dass die intrudierenden Ophiolithschmelzen ihre Leichtbeweglichkeit in erster Linie einem primär hohen Wassergehalt zu verdanken haben. Es ist daher auch nicht ausgeschlossen, dass die Auskristallisation der Ophiolithschmelze erst in einem Moment beginnen könnte, wo Druck und Temperatur epimetamorphen Verhältnissen gleichkommen. Unter diesen Verhältnissen wäre es an sich denkbar, dass schon primär ein ophiolithisches Gestein mit prasinitischem Mineralbestand aus der Ophiolithschmelze auskristallisieren könnte. Ein solcher Fall kann aber im vorliegenden Untersuchungsgebiet mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden. Im Gegenteil, alle Anzeichen sprechen eher dafür, dass primär gabbroide Gesteine mit basischem Plagioklas und Augit gebildet wurden. Es sei nur noch einmal daran erinnert, dass in den Kernpartien verschiedener Grünschieferzüge ophitische Reliktstrukturen vorliegen, in denen zum Teil noch Augit erhalten geblieben ist und in denen die Plagioklasleisten primär sicher sehr Anorthit-reich gewesen sein müssen; sie sind zwar völlig albitisiert, zeigen aber mit ihrer immer sehr deutlich ausgeprägten poikiloblastischen Struktur mit Einschlüssen von Epidot, Hornblende, Chlorit etc. unzweifelhaft an, dass es sich nicht um primär ausgeschiedenen Albit handeln kann. Primäre Eruptivstrukturen wie z. B. in Spiliten etc. (mit Anzeichen, die für primär kristallisierten sauren Plagioklas sprechen würden) sind nirgends erhalten geblieben. Die Fazies aller unserer Grünschiefervorkommen ist eine ausgeprägt metamorphe.

Unter diesen Voraussetzungen können wir die Bildungsmöglichkeiten der Mischgesteine diskutieren, deren Erscheinungsformen wir in den vorangegangenen Abschnitten wohl zur Genüge kennen gelernt haben. Von vorneherein lässt sich der Fall, dass sie auf Extrusivtuffe zurückgeführt werden könnten, ausschliessen. Der Beweis hierfür liegt darin, dass wir Sedimente mit darin eingeschlossenen ophiolithogenen Anteilen regelmässig auf beiden Seiten — im Liegenden wie im Hangenden — der Grünschieferzüge beobachten können. Insbesondere sind zudem die Fälle nicht selten, wo ein Ophiolith beispielsweise als Trennschicht zwischen einem Triasquarzit im Liegenden und Bündnerschiefern im Hangenden erscheint, die „pseudotuffogenen" ophiolithogenen Anteile aber in beiden Nachbargesteinen in völlig analoger Ausbildung auftreten. So viel möge als sicherer Nachweis für die intrusive Natur unserer Ophiolithvorkommen angeführt werden.

An anderen demnach noch verbleibenden Möglichkeiten, die zur Bildung von Mischgesteinen führten, kommen in Frage:

1. Innerhalb der randlichen, an die Nachbargesteine grenzenden Partien der Ophiolithzüge:
   a) Während des Vorgangs der Ophiolith-Intrusion könnten einzelne Schollen des Nebengesteins in die benachbarten Partien der noch nicht erstarrten Ophiolithschmelze gelangt, bzw. von ihr umflossen und darin eingeschlossen worden sein. Die Neigung zu einem derartigen Vorgang würde durch den Umstand gefördert worden sein, dass die Intrusion mit allergrösster Wahrscheinlichkeit zeitlich mit einer tektonischen Bewegungsphase zusammen-

hing, wodurch die Durchmischung von am ehesten vorwiegend mylonitisiertem Sedimentmaterial mit ophiolithischer Schmelze bedeutend aktiviert worden wäre. Es hätten sich so primäre Eruptivbreccien gebildet. Durch die nachfolgende Metamorphose würde die Primärstruktur verwischt worden sein und es entstünden die lagenförmig angereicherten sedimentogenen Anteile im Rand der Grünschieferzüge.

b) Derselbe Vorgang einer Durchmischung der randlichen Partien der Ophiolithzüge mit Schollen des Nachbargesteins könnte nach der Erstarrung der Ophiolithschmelze erst zum Zeitpunkt des Epimetamorphosierungsprozesses als Folge der dabei währenden tektonischen Bewegungen auf rein mechanischem Wege ausgelöst werden sein.

c) Die sedimentogenen Anteile in den an die Nachbargesteine grenzenden Partien der Ophiolithzüge wären rein als Folge hydrothermaler Stoffwanderungen aus dem Sediment in den Ophiolithzug gelangt, also als lokale Resorptionen aufzufassen.

Diese drei Bildungsmöglichkeiten könnten — einzeln oder miteinander verquickt — für die im Abschnitt „Ophiolithe mit Stoffaufnahme aus dem Nebengestein" (pag. 65 ff.) besprochenen Gesteinstypen zutreffen, sowie für die im Abschnitt „Mischgesteine mit wesentlichen Anteilen ophiolithogenen und sedimentogenen Ursprungs" dargestellten „Streifenprasinite mit zwei Strukturelementen" (pag. 74 oben). Die Gesteinsuntersuchung zeigt, dass die Entstehung des Grossteils der Calcit-führenden Prasinite — wie erläutert — zum Fall c) gezählt werden muss. Wo aber der sedimentogene Anteil ein eigentliches Strukturelement bildet, wie das beispielsweise in den Nrn. 29, 36, 37 und 38 der Tabellen d und e (pag. 59 und 60) ausgeprägt ist, wird das Zutreffen der unter a) oder b) skizzierten Bedingungen wahrscheinlich. Ob a) oder b), kann nicht entschieden werden, da a) durch die Metamorphose zur genau gleichen Erscheinungsform wie b) gestempelt worden wäre.

2. Bildungsmöglichkeiten von Mischgesteinen in den an die Ophiolithzüge angrenzenden Sedimentserien:

d) Während des Vorgangs der Ophiolith-Intrusion infiltrierten wasserreiche und deshalb leicht bewegliche und unter relativ niedrigen Druck- und Temperaturverhältnissen sich verfestigende Restanteile der wasserreichen Ophiolithschmelze in das Nebengestein und durchsetzten dieses in mehr oder weniger feinen Zügen vorwiegend längs den Schicht- und Schieferungsfugen. Ihre Fortbewegung wurde gefördert durch die tektonische Bewegung des gesamten Schichtkomplexes. In die dem gabbroiden Ophiolith benachbarten Partien gelangte noch chemisch unveränderte gabbroide Schmelze, die später bei der Epimetamorphose zur Bildung sämtlicher Prasinitmineralien geführt haben würde. In die entfernteren Partien des Nachbargesteins hätten dann nur noch Restanteile der Ophiolithschmelze vordringen können, am weitesten Na- und evtl. auch Ti-reiche Phasen, wahrscheinlich in schwach pneumatolytisch bis hydrothermaler Form. Sie führten in diesen von den Hauptophiolithzügen weiter weg gelegenen Nachbargesteinen zur Albit- und Rutilbildung (Albitphase). Ein solcher Vorgang entspricht in der Hauptsache einer magmatogenen Infiltration.

e) Derselbe Vorgang — wie in d) geschildert — hätte sich unter alleiniger Mitwirkung von hochgespannten gasreichen und dampfförmigen magmatogen-ophiolithischen Phasen abspielen können. Er würde einer eigentlichen

magmatogenen Gas- oder Dampfinjektion des Nebengesteins gleichkommen.

f) Während der zum Zeitpunkt und im Gefolge der Ophiolith-Intrusion spielenden tektonischen Bewegungen gelangten Schollen des Ophioliths (noch als Schmelze oder bereits erstarrt) auf mechanischem Wege ins Nebengestein und wurden durch die nachträgliche Dislokations-Epimetamorphose des ganzen Schichtkomplexes zu vorwiegend lagenförmigen Anreicherungen innerhalb der Schichten des Nachbargesteins umgeformt.

g) Während der Epimetamorphose im Ophiolith gebildete hydrothermale und teilweise pneumatolytische Lösungen infiltrierten ins Nebengestein, — als Austauschprodukt gegen die gleichzeitig in den Ophiolith eindringenden sedimentogenen Lösungen —, und führten zur selben Ausscheidungsfolge ophiolithogener Mineralien wie bei den unter d) geschilderten Vorgängen. Solche Lösungen könnten als Metamorphose-Differenziate bezeichnet werden.

Welche dieser vier Möglichkeiten trifft für die Bildung unserer im Abschnitt „Mischgesteine mit wesentlichen Anteilen ophiolithogenen und sedimentogenen Ursprungs" (pag. 70 ff.) in ihren Erscheinungsformen umrissenen Gesteinstypen zu? — Der Fall e) — Injektion hochgespannter, ausschliesslich gas- oder dampfförmiger Phasen — erscheint am unwahrscheinlichsten, da die Druck- und Temperaturverhältnisse bei der Ophiolithintrusion die Bildung hochgespannter Gasphasen kaum ermöglicht haben dürften. Die Wirkungen einer explosiv das Nebengestein durchschlagenden Injektion können auch in einer durch die Metamorphose eventuell weitgehend verwischten Reliktform nirgends beobachtet werden.

Der Fall f) — durch die tektonischen Bewegungen bedingte mechanische Durchmischung von ophiolithischen Anteilen mit dem Material des Nebengesteins – mag in einzelnen Fällen verwirklicht worden sein, besonders da, wo heute in nächster Nachbarschaft der Grünschieferzüge Mischgesteine in Form von Ophi-Stromatiten auftreten, deren ophiolithogener Anteil sämtliche Prasinitgemengteile, womöglich noch in prasinitischer Struktur, enthält. Es könnte dies dem Mineralbestand nach bestenfalls für die Gesteine Nr. 39 bis 42 von Tabelle e (pag. 60), evtl. bis Nr. 45 zutreffen (Sedimente mit feinlagigen ophiolithogenen Anteilen, in welchen ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand ausgebildet ist, pag. 74 ff.). Die Erscheinungen in den übrigen Mischgesteinstypen können aber auf keinen Fall als Folge lediglich mechanischer Durchmischung erklärt werden; sie sind uns nur unter der Annahme verständlich, wenn wir sie als Produkt von zirkulierenden Lösungen oder Dämpfen auffassen. Nun hängen aber die oben genannten Gesteinstypen Nr. 39—45 in einer deutlich kontinuierlichen Reihe mit den übrigen Mischgesteinstypen zusammen. Ferner muss der ophiolithogene Anteil von Nr. 39—45 aus strukturellen Gründen ganz sicher aus einer beweglichen Phase stammen, da ihm sonst keine Fliessformen (Umfliessen von sedimentogenen Schollen etc.) zukommen könnten. Eine solche bewegliche Phase (Lösung oder Dampf) könnte an sich nach dem eigentlichen Intrusionsvorgang erst während des Epimetamorphosierungsprozesses entstanden sein; sie kann dann aber auf keinen Fall nur von den ins Nebengestein gelangten Ophiolithschollen allein ausgegangen sein, sondern müsste dies notwendigerweise gleichzeitig auch von den eigentlichen Ophiolithzügen aus getan haben. Letzteres aber würde automatisch einer Verwirklichung von Fall g) entsprechen. Die Möglichkeit f) dürfte deshalb höchstens in vereinzelten Fällen und nirgends als allein ausschlaggebender Faktor beim Bildungsprozess der ophiolithischen Mischgesteine mit im Spiele gewesen sein.

Von den bleibenden Möglichkeiten d) und g) kann gesagt werden, dass d) mit grösster Wahrscheinlichkeit verwirklicht worden ist; aber auch g) ist in bestimmtem Ausmass ohne Zweifel realisiert worden. Für die eigentlichen Ophi-Stromatite, wie sie beispielsweise in den Dünnschliffphotographien Bild 2—4 der Tafel I zur Abbildung kommen, ist es am ehesten unter Annahme magmatogener, ins Nebengestein eindringender Schmelzen verständlich, weshalb der ophiolithogene Anteil in Form von so scharf abgegrenzten Lagen zur Auskristallisation gelangte. Wären es nur hydrothermale Lösungen, entstanden aus „Metamorphose-Differenziaten" (Fall g), so liesse sich für eine solche scharfe Abgrenzung kaum ein plausibler Grund finden; denn auch das infiltrierte Gestein hätte sich ja in letzterem Fall in epimetamorpher Umwandlung befunden. Die beiden genetisch und strukturell verschiedenen Anteile wären dann wohl — beide unter den Bedingungen der Epimetamorphose umkristallisiert — intensiver vermischt worden, so, wie es bei anderen Mischgesteinstypen effektiv verwirklicht worden ist (wo sich z. B. nur unregelmässig im Sediment eingestreute Albitporphyroblasten neu gebildet haben). Zwar stellt die Wahrscheinlichkeit des Zutreffens von Fall d) — Infiltration von magmatogen-ophiolithischer Schmelze ins Nebengestein unter Bildung von Ophi-Stromatiten etc. — eine bisher nirgends klar erwähnte Begleiterscheinung der alpinen mesozoischen Ophiolithe dar, sie findet aber ein höchst interessantes, erst neuerdings durch E. LEHMANN (Lit. 82) klar erkanntes und umfassend dargelegtes Gegenstück in den Weilburgiten, bzw. Schalsteinen im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde (Hessen):

Die Weilburgite gehören zur Spilit-Keratophyrprovinz jenes Gebietes. Es sind nach Mineralbestand und Chemismus genetisch mit den Keratophyren eng verknüpfte Alkaligesteine mit Alkalifeldspäten und Chlorit als einzigen wesentlichen Komponenten. Feldspäte und Chlorite sind primäre, d. h. unmittelbar aus der Schmelzlösung ausgeschiedene Bildungen. Unter den Feldspäten gilt dies nicht nur für den gelegentlichen Anorthoklas und den verbreiteten Kalinatronfeldspat, sondern auch für den Albit. Chemisch sind die Weilburgite neben relativ niedrigem SiO_2 und hoher Alkalisumme vor allem durch niedriges CaO und hohes H_2O charakterisiert. Letzteres kennzeichnet das Weilburgitmagma als ein ausgesprochen nasses Magma. Der hohe H_2O-Gehalt bedingt weitgehend das physikalische Verhalten des Magmas, vor allem seine trotz niedriger Temperatur überaus leicht flüssige Beschaffenheit und damit seine für ein basisches Magma auffällige Beweglichkeit. So sind weilburgitische Schmelzen, Lösungen und Dämpfe vornehmlich als Injektionen und Infiltrationen in die benachbarten Schichtreihen von Devonalter oft in feinsten Adern von Millimeter- bis Centimeterdicke eingewandert und haben zur Mischgesteinsbildung geführt. Als solche Mischgesteine mit einer magmatogenen und einer sedimentären Komponente sind nach LEHMANN die meisten Schalsteintypen aufzufassen, während die bisherige allgemein geltende Auffassung dahin ging, im Schalstein eine Anhäufung der von submarinen Vulkanen ausgeworfenen Lockerprodukte zu sehen. In diesem von keiner späteren Metamorphose heimgesuchten Gebiet scheint die primär-magmatische Natur der Infiltrationsadern noch gut erkenntlich zu sein. Nicht-poikiloblastische Albitleisten liegen ungeregelt im Chloritgrundgewebe. Besonders interessant sind die Fälle, wo die in die benachbarten Sedimente injizierten Lösungen an den etwaigen darin enthaltenen Fossilresten magmatische Kontakterscheinungen erzeugt haben, zum Teil sind die Fossilien korrodiert, zum Teil unter Erhaltung der Fossilstruktur stofflich verändert (chloritisiert oder verkieselt). In den zahlreichen, der Arbeit LEHMANN's beigegebenen Dünnschliffphotographien erinnern die Grössenverhältnisse, Form und scharfe Begrenzung dieser Infiltrationsadern stark an die ophiolithogenen Infiltrationslagen der Mischgesteine aus unserem Untersuchungsgebiet.

Nach diesen Erläuterungen erscheint es als sehr wohl möglich, dass die Bildungsmöglichkeit d) auch in unserem Untersuchungsgebiet verwirklicht worden ist, nur ist die primär-magmatogene Natur der Infiltrationslagen unserer Mischgesteine durch die nach oder vielleicht schon während der Intrusion einsetzende Metamorphose völlig verwischt worden. Es wäre dann anzunehmen, dass eigent-

liche ophiolithische Schmelzen nur die nächste Nachbarschaft der Hauptophiolithzüge durchsetzten, jene Zonen also, wo heute in den Infiltrationslagen ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand vorliegt; vorwiegend dampfförmige Restanteile der Ophiolithschmelze wären dagegen infolge ihrer noch leichteren Beweglichkeit bis in entferntere Schichtreihen vorgedrungen und hätten hier die Albit-Chlorit- und Rutil-reichen Mischgesteinstypen erzeugt.

Der Fall g) war wohl ebenfalls verwirklicht, denn wenn während der Epimetamorphose des gesamten Schichtkomplexes sedimentogene Lösungen — wie wir das im vorigen nachzuweisen versucht haben — in die randlichen Partien der Ophiolithzüge eindrangen, so muss auch der umgekehrte Prozess — Infiltration ophiolithogener Lösungen ins Nachbargestein — gespielt haben. Nur erscheint es nach den Erläuterungen des vorvorletzten Abschnitts völlig unwahrscheinlich, dass sämtliche der beschriebenen Mischgesteinstypen einer solchen Infiltration von „Metamorphose-Differenziaten aus Ophiolithen" allein zugeschrieben werden könnten. Dieser Fall g) dürfte demnach in der Rolle einer Begleiterscheinung am verständlichsten werden.

Am ehesten mag also eine Verquickung von d) und g) zugetroffen haben. Vielleicht dürfte sogar die Vermutung nicht von der Hand zu weisen sein, dass in den zahlreich beobachtbaren Fällen, wo die innerhalb der Infiltrationslagen gebildeten Albite um einen einschlussreich-poikiloblastischen Kern völlig reine frische Anwachsränder zeigen, die Bildung des Kernanteils (einem ursprünglichen basischen Plagioklas) einer ersten Phase magmatogener Stoffzufuhr zuzuweisen wäre, die Bildung des frischen Anwachssaumes aber einer sekundären durch die Epimetamorphose bedingten Phase entsprechen würde, während welcher hydrothermale Lösungen von den Ophiolithzügen und von den primären ophiolithischen Mischgesteinen ins Nachbargestein abwanderten.

Abschliessend können wir nur noch einmal feststellen, wie schwierig die eindeutige Lösung derartiger Fragen in einem Untersuchungsgebiet wie dem vorliegenden wird, wo die alpine Orogenese und Metamorphose alle primären Verhältnisse in so weitgehendem Masse verändert und unkenntlich gemacht hat.