

**FLYSCH UND TEKTONISCHE MELANGES IM
SÜDPENNINISCH/UNTEROSTALPINEN GRENZBEREICH
(AROSA-ZONE; MITTELBÜNDEN UND RÄTIKON, SCHWEIZ)**

Inauguraldissertation

zur

Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie

vorgelegt der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Basel

von

Peter Lüdin
aus Liestal (BL)

Basel, 1987

Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag von
Herrn Professor Dr. D. Bernoulli und Herrn PD Dr. W. Winkler

Basel, den 19. Mai 1987

Prof Dr. H.-J. Güntherodt
Dekan

Vorwort:

Die vorliegende Arbeit "**Flysche und tektonische Melanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbereich**" wurde auf Anregung von Prof. D. Bernoulli im Rahmen des Nationalfondprojektes "Mesozoische Kontinentalrand-Entwicklung im Querschnitt Graubünden-Südalpen" (2.083-083) durchgeführt. Die Feldarbeiten erstreckten sich über die Sommermonate der Jahre 1983-85. Einzelne ergänzende Begehungen wurden im Herbst 1986 unternommen. Die Auswertung der Felddaten erfolgte im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel und wurde im Frühjahr 1987 abgeschlossen.

Ich möchte mich bei **Prof. D. Bernoulli** für sein stetes Interesse, die fruchtbaren Diskussionen und die vielen Anregungen während der Arbeit am Institut und die gemeinsamen Exkursionen in Graubünden und in thematisch vergleichbaren Gebieten bedanken.

PD. W. Winkler danke ich für die vielen Feldbesuche, für die Betreuung der Laborarbeiten, die Einführung in die Sandstein-Petrographie, die vielen Ratschläge, die Kritik und die freundschaftliche Zusammenarbeit.

Für die Unterstützung während der Ausführung dieser Arbeit möchte ich mich ebenfalls bedanken bei:

- **Dr. H. Weissert** für gemeinsame Feldtage und verschiedene Ratschläge bei stratigraphischen Problemen.
- **Prof. M. Caron** für die Bestimmung der wenigen erhaltenen Kreide-Foraminiferen in den Dünnschliffen.
- **Prof. M. Frey** für die Benutzung des Tonlabors und die Mithilfe bei der Interpretation der röntgenographischen Resultate.
- **Dr. P. Hochuli** für die Einführung in die Palynologie und die Betreuung bei der Laborarbeit.
- **Dr. H. Furrer** für die Unterstützung bei der Bestimmung der Komponenten von ostalpinen Breccien und Konglomeraten.
- **M. Schweizer-Brüggemann** (Basel), **G. Green** und **P. Blum** (Zürich) sowie **C. Bläuer** (Bern) für die Einsicht in unpublizierte Daten ihrer Diplomarbeiten.
- **Prof. R. Guggenheim**, **M. Düggelin** und **G. Lüönd** für die Unterstützung bei photographischen Arbeiten.
- **E. Wagner** und **H. Bloch** für die Anfertigung der Dünnschliffe und viele Hilfeleistungen aus der Werkstatt.

- **M. Schneider** für die Reinzeichnung der Figuren.
- **Th. Noack** für die Einführung in die elektronische Datenverarbeitung.
- Meinen Freunden und Studienkollegen **G. Bertotti, M. Handy, M. Langer, Th. Lichtensteiger, T. Thoenen** und **Th. Widmer** für die vielen wertvollen Diskussionen, Hinweise und Ratschläge und die gemeinsame Zeit im und ausserhalb des Geologischen Institutes.
- den **Aroser-Verkehrsbetrieben**, den **Parsenn-Bahnen-Davos** und den **Klosters-Madrisa-Bergbahnen** für die kostenlose oder vergünstigte Benutzung ihrer Transportanlagen.
- der Direktion und der Belegschaft des **Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch Davos** für die Übernachtungsmöglichkeit und die Verpflegung.
- **J. Trauffer** und **M. Zangger** für die herzliche Aufnahme in ihrer Pension in Arosa.
- **meinen Eltern** für die grosszügige Unterstützung während der Studienzeit.
- **Katrin** für das entgegengebrachte Verständnis, die moralische Unterstützung, sowie für die Mithilfe bei der Fertigstellung dieser Arbeit.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden die kretazischen südpenninischen Flysch-Serien der Arosa-Zone lithologisch und sedimentpetrographisch untersucht, neu gegliedert und ihre Beziehung zu den älteren Lithologien aus dem südpenninischen und den ostalpinen Faziesräumen abgeklärt. Mit Hilfe der Analyse von Schwermineralen gelingt es, drei Hauptgruppen von Sandsteinen zu unterscheiden (Chromit-dominierte, Chromit-haltige und Chromit-freie), welche anhand von Unterschieden in der Zusammensetzung der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke weiter unterteilt werden können. Die petrographischen Daten sind im weiteren dazu geeignet, verschiedene Liefergebiete für die Flysche zu definieren, die kretazischen Flysche von den unterostalpinen, jurassischen turbiditischen Sandsteinen, welche in der Arosa-Zone weitverbreitet sind, zu unterscheiden, sie paläogeographisch einzuordnen und im Rahmen der jurassisch-kretazischen Kontinentalrandentwicklung zu integrieren. Einige Flysche können zudem biostratigraphisch datiert werden. Es kann gezeigt werden, dass erste terrigene Schüttungen schon in der Palombini-Formation und in der Lavagna-Schiefer-Formation der oberen Unterkreide (Hauterivian-Albian) auftreten. Die datierten südpenninischen Flysch-Serien weisen ein Alter zwischen oberem Cenomanian und oberem Turonian (ev Coniacian?) auf, während die unterostalpinen Flysche, welche biostratigraphisch erfasst sind, alle im Turonian abgelagert wurden.

Die Flysch-Serien sind nur teilweise als individuelle Lithologien erhalten. In einzelnen Fällen treten sie als broken formations auf, meistens jedoch sind sie in tektonischen Melanges aufgearbeitet. Nach den lithologischen Inhalten können einerseits monogene (intraformationelle) Melanges (Typen A, B), welche nur Elemente aus einer Faziesassoziation enthalten und andererseits polygene (hybride) Melanges (Typen C, D, E) beschrieben werden, die aus Lithologien verschiedener Faziesassoziationen aufgebaut sind. Neben diesen Faziestypen treten in der Arosa-Zone isolierte Schuppen unterschiedlicher Dimensionen aus südpenninischen und unterostalpinen Lithologien auf.

Aus den vorliegenden Daten lässt sich der Ablauf der eoalpinen Orogenese im Querschnitt Graubündens folgendermassen rekonstruieren:

Im **Lias und im Dogger** begann nach dem Einsetzen der Öffnung des ligurisch-piemontesischen Ozeans entlang von ozeanischen Bruchzonen die Bildung von Ophiolithen. Im Bereich des unterostalpinen Kontinentalrandes wird die Riftphase durch eine differentielle Absenkung von Bruchschollen und die Sedimentation von Breccien und turbiditischen Sandsteinen (Chromit-freie Populationen 3) dokumentiert. Im **Malm und in der unteren Unterkreide** (Berriasian-Hauterivian) wurden im

Südpenninikum und im Unterostalpin pelagische Sedimente (Radiolarite und Calpionellenkalke) abgelagert.

In der **oberen Unterkreide** (Hauterivian-Albian) fand am südlichen Rand der Tethys der Übergang von der distensiven in eine kompressive Bewegung statt und eine Subduktion der ozeanischen Platte, wahrscheinlich kombiniert mit der Obduktion von Ophiolithen auf den Kontinentalrand setzte ein. Eine teilweise Obduktion von ozeanischer Kruste wird durch die Tatsache impliziert, dass der Chromit in den Flyschsedimenten generell das häufigste Schwermineral darstellt. Ein reiner Subduktionsmechanismus ist im allgemeinen nicht imstande, grosse Volumina von ozeanischer Kruste im Liefergebiet bereitzustellen. Im Südpenninikum und in Teilbereichen des Unterostalpins wurden zu dieser Zeit mit der Palombini-Formation und der Lavagna-Schiefer-Formation hemipelagische Sedimente abgelagert. Vereinzelt Chromit-reiche Turbiditschüttungen in diesen Sedimenten zeigen eine frühe Konvergenz an. Im **Aptian bis unteren Albian** setzte im Südpenninikum eine ausgeprägte Flyschsedimentation ein und gibt Hinweise auf erste orogenetische Bewegungen und die Ausbildung bedeutender Liefergebiete. Diese Liefergebiete bestanden aus verschuppten Lithologien des südpenninischen Ozeans und des distalen unterostalpinen Kontinentalrandes. Trotz der geringen Signifikanz der kontinentalen kristallinen Gerölle kann aus dem unterostalpinen sedimentären Geröllbestand eine Präsenz von Elementen des unterostalpinen Kontinentalrandes in den Liefergebieten abgelesen werden. Im Unterostalpin wurden während der oberen Unterkreide Couches Rouges abgelagert.

Die spät-unterkretazische Obduktion/Subduktion und die nachfolgende Hebung ist durch das Auftreten von beträchtlichen Mengen an Chromiten in den Flysch-Serien (Chromit-dominierte Populationen 1 und Chromit-haltige Populationen 2) dokumentiert. Die generelle Assoziation der Flysche mit südpenninischen Ophiolithen und ozeanischen Sedimenten kann daher interpretiert werden, dass die Flysche der Arosa-Zone im südpenninischen Ozeanbecken abgelagert wurden.

In der **unteren Oberkreide** (Cenomanian-Turonian) fand sowohl im südpenninischen als auch im ostalpinen Bereich eine ausgedehnte Flysch- Sedimentation statt. Im Unterostalpin setzte die terrigene Sedimentation etwas später, nämlich im Turonian ein. Die Entwicklung eines "randlichen Überschiebungsgürtels" aus Elementen der ozeanischen und kontinentalen Kruste und den dazugehörigen Sedimenten am Südrand des ligurisch-piemontesischen Ozeans kann postuliert werden und wird durch die petrographischen Daten aus den Flyschen untermauert. Dieser Gürtel diente als Lieferant in die Flyschbecken der Arosa-Zone im Norden und des Unterostalpins, der Walsertal-Zone, resp. der Nördlichen Kalkalpen im Süden.

Ein weiteres wichtiges tektonisches Ereignis hat an der **Grenze Turonian/Coniacian oder im Coniacian** stattgefunden, da aus den Flysch-Serien in der Arosa-Zone, in der Walsertal-Zone und im Unterostalpin keine jüngeren Sedimente bekannt sind. Was die Arosa-Zone anbetrifft, muss angenommen werden, dass zu dieser Zeit südpenninische und ostalpine Elemente mit den Konvergenz-verknüpften Flysch-Sedimenten tektonisch vermischt wurden. In dieser Zeit kam es zur Bildung von tektonischen Melanges aus südpenninischen und/oder unterostalpinen Elementen (Melange-Typen A,B,C).

Wenn angenommen wird, dass der südpenninische Faziesraum während der Kreide noch nicht eliminiert war, liegt zwischen der kretazischen und der tertiären Orogenese ein Zeitraum, welcher im Südpenninikum stratigraphisch nicht dokumentiert ist.

Während der Kollision zwischen dem ostalpinen und dem europäischen Kontinentalrand im **Tertiär** erfolgte offensichtlich eine starke Überprägung der kretazischen Strukturen. An der Basis der überschobenen oberostalpinen Grundgebirgs- und Sediment-Decken wurde die Arosa-Zone ausgedünnt, zerschert und mit mittelpenninischen Elementen verschuppt. Die Bildung von tektonischen Melanges mit Lithologien mittelpenninischer Einheiten (Melange-Typen D,E) an der Basis der Arosa-Zone fällt in diese Zeit.

Inhaltsverzeichnis:

Hauptteil:

Vorwort

1.	<u>Einleitung</u>	1
1.1.	Geographischer und geologischer Überblick	1
1.2.	Problemstellung	3
1.3.	Methodik	5
1.4.	Historisches	6
1.4.1.	Die Periode der "autochthonen Gebirgsbildung" vor 1895	
1.4.2.	Das Aufkommen und die Anwendung der Deckentheorie (1895-1920)	
1.4.3.	Arosen-Schuppenzone als unterostalpine Einheit (1921 -1969)	
1.4.4.	Das Aufkommen der Plattentektonik (1969-heute) Arosa-Zone als südpenninisch/unterostalpine Mischzone	
2.	<u>Tektonische Beschreibung</u>	14
3.	<u>Lithostratigraphie</u>	18
3.1.	Einleitung	18
3.2.	Schichtreihe des Südpenninikums	19
3.2.1.	Ophiolithe	
3.2.2.	Radiolarit-Formation	
3.2.3.	Calpionellenkalk-Formation	
3.2.4.	Palombini-Formation	
3.2.5.	Lavagna-Schiefer-Formation	
3.2.6.	Tonschieferbreccien-Formation (Mandelschiefer)	
3.2.7.	Flysch-Serien	
3.2.8.	Zusammenfassung	
3.3.	Schichtreihe des Unterostalpins	29
3.3.1.	Palaeozoikum (Kristallines Grundgebirge)	
3.3.2.	Trias	
3.3.3.	Unterer und mittlerer Jura	
3.3.4.	Oberer Jura und Kreide	
3.3.5.	Maraner Breccie	
3.3.6.	Zusammenfassung	
4.	<u>Sedimentpetrographie</u>	35
4.1.	Allgemeines	35
4.2.	Methoden	35
4.2.1.	Schwerminerale	
4.2.1.1.	Aufbereitung	
4.2.1.2.	Typen von Schwerminerale	
4.2.2.	Leichtminerale und aphanitische Gesteinsbruchstücke	
4.2.2.1.	Allgemeines	
4.2.2.2.	Auszählungen	
4.3.	Unterscheidung verschiedener Sandstein Populationen	40
4.3.1.	Verteilungsdiagramme der Schwerminerale	
4.3.2.	Dreiecksdiagramme der Sandsteine	
4.3.3.	Sedimentpetrographische Unterteilung der Sandsteine	

4.3.4.	Zusammenfassung der Resultate	
4.4.	Tonmineralogie	50
4.4.1.	Einleitung	
4.4.2.	Illitkristallinität	
4.4.3.	Tonmineralien (Mineralparagenesen)	
4.4.4.	Diskussion der Resultate	
4.5.	Petrographie der groben Komponenten	53
4.5.1.	Einleitung	
4.5.2.	Zusammensetzung der Komponenten	
4.5.3	Grobklastika, die mit Flysch-Sandsteinen oder turbiditischen Sandsteinen assoziiert sind	
4.5.4.	Übrige Breccien und Konglomerate in der Arosa-Zone	
4.6.	Interpretation der petrographischen Daten	62
4.6.1.	Sandsteine	
4.6.2.	Breccien und Konglomerate	
4.6.2.1.	Sedimentäre Komponenten	
4.6.2.2.	Kristalline Komponenten	
4.7.	Diagenese und schwache Metamorphose der Sandsteine	68
4.7.1.	Verdrängungen	
4.7.2.	Umbildungen	
4.7.3.	Neubildungen authigener Mineralien und Zementation	
4.7.4.	Zusammenfassung und Interpretation	
5.	<u>Biostratigraphie</u>	76
6.	<u>Faziestypen</u>	80
6.1.	Einleitung	80
6.2.	Olisthostrome	80
6.3.	Progressive Deformation	81
6.4.	Broken formations	82
6.5.	Tektonische Melanges	84
7.	<u>Faziestypen in der Arosa-Zone</u>	88
7.1.	Flysche und turbiditische Sandsteine	88
7.1.1.	Urden-Flysch (1a)	
7.1.2.	Schwerzi-Flysch (1b)	
7.1.3.	Glattegggen-Flysch (1d)	
7.1.4.	Hörnli-Flysch (2a)	
7.1.5.	Verspala-Flysch (2b, 1c)	
7.1.6.	Weissfluh-Serie 1 und 2, (3a,b)	
7.1.7.	Plattenhorn-Serie 1 und 2, (3d,e)	
7.1.8.	lokale Flysche und turbiditische Sandsteine	
7.2.	Broken formations in der Arosa-Zone	95
7.3.	Tektonische Melanges in der Arosa-Zone	96
7.3.1.	Tektonische Melanges vom Typ A	
7.3.2.	Tektonische Melanges vom Typ B	
7.3.3.	Tektonische Melanges vom Typ C1	
7.3.4.	Tektonische Melanges vom Typ C2	
7.3.5.	Tektonische Melanges vom Typ D	
7.3.6.	Tektonische Melanges vom Typ E	
7.4.	Olisthostrome in der Arosa-Zone	100
7.5.	Zusammenfassung	102

8.	<u>Vergleichsserien aus dem Unterostalpin</u>	103
8.1.	Einleitung	103
8.2.	Aufbau der Zone von Samaden	103
8.2.1.	Saluver-Gruppe	
8.2.1.1.	Bardella-Formation	
8.2.1.2.	Saluver-Formation	
8.2.2.	Chromit-haltige Sandsteine aus der Zone von Samaden	
8.2.2.1.	Schlattain-Serie	
8.2.2.2.	Flyschvorkommen am Piz Murtiröl	
8.2.2.2.1.	God Drosa-Flysch	
8.2.2.2.2.	Murtiröl-Flysch	
8.3.	Zusammenfassung und Interpretation	112
9.	<u>Synthetische Profile</u>	113
9.1.	Allgemeines	113
9.2.	Schuppen aus individuellen Lithologien	116
9.3.	Flysch-Serien und turbiditische Sandstein-Serien	117
9.4.	Tektonische Melanges	118
9.5.	Übrige Faziestypen	120
10.	<u>Vergleiche mit altersäquivalenten Flyschen aus anderen paläogeographischen Bereichen</u>	122
10.1.	Nordpenninikum	122
10.2.	Südpenninikum und Ligurien	123
10.3.	Ostalpin	125
10.4.	Südalpin	127
11.	<u>Paläogeographische Entwicklung und Interpretation</u>	129
11.1.	Einleitung	129
11.2.	Trias	129
11.3.	Jura	130
11.4.	Kreide	131
11.4.1.	Allgemeines	
11.4.2.	Pelagische Sedimente der Unterkreide	
11.4.3.	Einsetzen der kompressiven Bewegungen (Subduktion/ Obduktion)	
11.4.4.	Stratigraphische und Radiometrische Hinweise auf die Orogenese	
11.4.5.	Liefergebiete für die Flyschbecken	
11.4.6.	Einsetzen der Flyschsedimentation in den verschiedenen Ablagerungs- räumen	
11.4.7.	Abschluss der Flyschsedimentation und dessen Bedeutung	
11.4.8.	Zusammenfassende Interpretation der sedimentären und tektonischen Vorgänge und Vergleiche mit der Walsertal-Zone und der Zone von Samaden	
	<u>Literaturverzeichnis</u>	145

Anhang:

Teil A:	<u>Beschreibung der Profile</u>	158
P.1.	Verajöchle	158
P.2.	Öfenkopf-Zerneuerjöchle	163
P.3.	Verspala	167
P.4.	Rätschenjoch	174
P.5.	Chlei Alpbach	184
P.6.	Gotschnabode	188
Profile der Weissfluh-Region:		191
P.7.	Weissfluh Westflanke	193
P.8.	Zähnjeflüh-Weissfluh Westgrat	196
P.9.	Weissfluh Südwestflanke	202
P.10.	Weissfluh Südflanke	204
P.11.	Haupterhorngrat	206
Profile der Region Arosa:		209
Profile In den Planggen, Plessur und Heitenwaldi		210
P.12.	In den Planggen	210
P.13.	Plessur 1	212
P.14.	Plessur 2	214
P.15.	Heitenwaldi	215
Profile am Grat nördlich Verborgene Wäng:		218
P.16.	Verborgene Wäng 1	218
P.17.	Verborgene Wäng 2	220
P.18.	Hörnligrat (Plattenhorn-Tschirpen)	222
Profile an der Hörnliflanke:		231
P.19.	Hörnliflanke 1	233
P.20.	Hörnliflanke 2	233
P.21.	Hörnliflanke 3	234
P.22.	Hörnliflanke 4	235
Profile am Urden Augstberg:		235
P.23.	Urden Augstberg 1	235
P.24.	Urden Augstberg 2	236
P.25.	Urden Augstberg 3	236
P.26.	Urden Augstberg 4	237
P.27.	Parpaner Schwarzhorn - Urdenfürggli	238
Profile Motta:		247
P.28.	Motta Nord	247
P.29.	Motta Mitte	249
P.30.	Bova Gronda	250
P.31.	Motta Palousa	253
P.32.	Val Bercla	256
Teil B:	<u>Flyschvorkommen ausserhalb der Profile</u>	260
B.1.	Cavelljoch	260
B.2.	Tilisunabach	261

B.3.	Gargellen-Fenster	264
B.4	Glattegggen	266
B.5.	Obersässtalli	268
B.6.	Haupterhorn Nordwestflanke	269
B.7.	Sattelhütte (Brüggerhorn)	271
B.8.	Hauptichopf (Maraner Bergli)	272
B.9.	Furggatobel	273
B.10.	Weg Hörnlühütte-Urdenfürggli	276

Verzeichnis der Figuren	278
--------------------------------	------------

Lebenslauf

1. Einleitung

1.1. Geographischer und geologischer Überblick

Als Arosa-Zone wird in der Literatur die lithologisch heterogene, komplexe Zone zwischen den unterliegenden mittel- und nordpenninischen Einheiten und dem hangenden Ostalpin bezeichnet. Die älteren Autoren (CADISCH, 1921 u.a.), sowie die Mehrzahl der neueren Autoren (bis TRÜMPY & HACCARD, 1969) postulierten für die Arosa-Zone eine einheitliche Schichtreihe und ordneten diese Einheit entweder dem Südpenninikum oder dem Unterostalpin zu. Die neueren Bearbeiter (DIETRICH, 1970, 1976; TRÜMPY, 1975; WEISSERT, 1975) erkannten, dass die Arosa-Zone als komplexe Schuppen- und Melangezone aus verschiedenen Anteilen von ozeanischen und kontinentalen Elementen aufgebaut ist. Die Flysche und turbiditischen Sandsteine, welche in der Arosa-Zone weitverbreitet sind, geben bis heute wegen ihrer besonderen Stellung und ihrer unsicheren paläogeographischen Zuordnung Probleme auf.

Die Hauptmasse der Arosa-Zone erstreckt sich als ca 60km langes, maximal 10km breites und unterschiedlich mächtiges Band von Tiefencastel im S bis in die Gegend des Lünersees (Rätikon) im N (Fig. 1). Mit Ausnahme von kleinen Abschnitten wird die Unterlage durch die mittelpenninische **Falknis- & Sulzfluh-Decke** gebildet. Südwestlich von Klosters, nordwestlich von Arosa und zwischen der Lenzerheide und Tiefencastel liegt die Arosa-Zone direkt auf dem **Prättigau-Flysch**, welcher dem Nordpenninikum zugeordnet wird (ALLEMANN, 1957, NÄNNY, 1946, 1948).

Die auf die Arosa-Zone überschobenen Einheiten stammen sämtliche aus dem ostalpinen Faziesraum. Von Nord nach Süd wird die Arosa-Zone von folgenden Einheiten überlagert:

- Von Liechtenstein bis in die Gegend der Tilisuna von der Lechtal—Decke der **Nördlichen Kalkalpen**.
- Vom Tilisuna Gebiet bis nach Davos vom Kristallin der oberostalpinen **Silvretta-Decke**
- Im südöstlichen Rätikon, nördlich von Klosters ist mit der **Madrisa-Zone** ein dünner oberostalpiner Sedimentkeil zwischen die Arosa-Zone und die Silvretta-Decke eingeschuppt (SEIDLITZ, 1906; TRÜMPY & HACCARD, 1969; TOLLMANN, 1970).
- Von Davos bis auf die Lenzerheide von verschiedenen unterostalpinen? Sediment-Decken (**Casanna-Grüenhorn-Komplex**: von älteren Autoren (CADISCH, 1921) in die Arosa-Zone einbezogen; **Aroser-Dolomiten**,

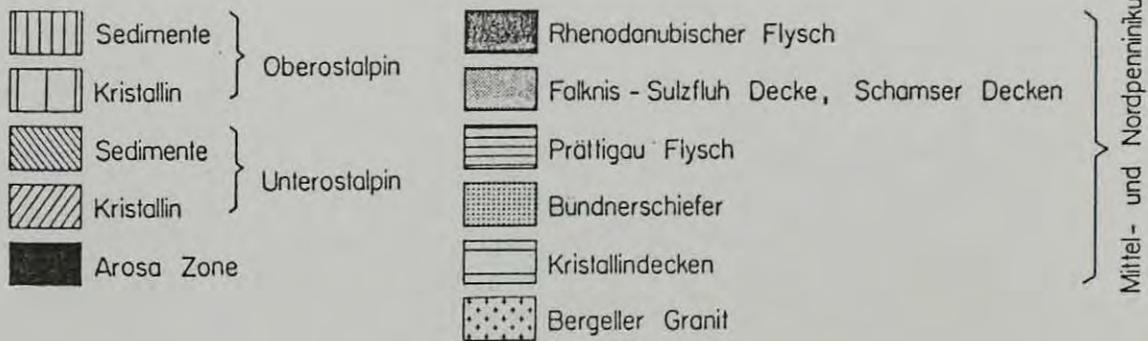
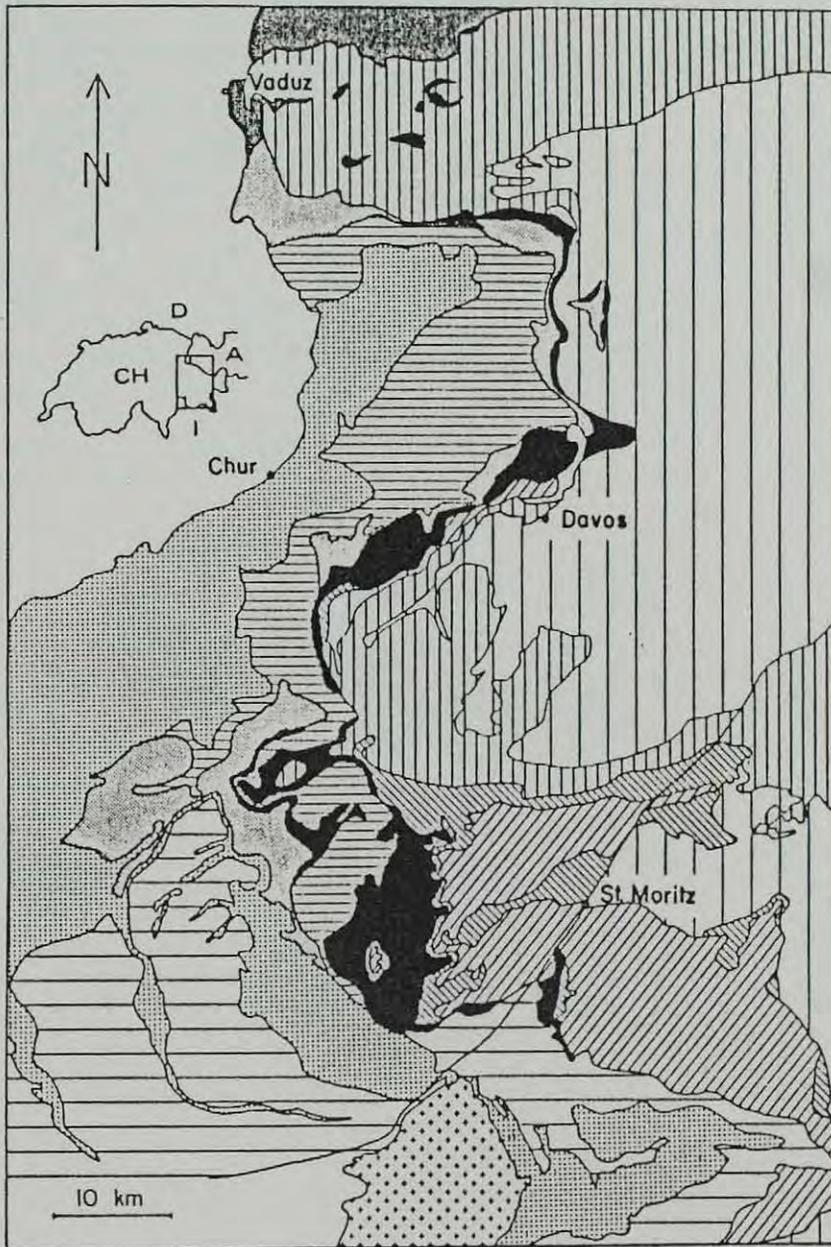


Fig. 1: Tektonische Uebersichtskarte des Untersuchungsgebietes (vereinfacht nach Spycher, 1980)

Tschirpen-Decke) und der oberostalpinen **Silvretta-Decke** (CADISCH, 1921; BRAUCHLI, 1921; GRUNAU, 1947; WEISSERT, 1975).

- Von der Lenzerheide bis nach Tiefencastel von der **Silvretta-Decke** (BRAUCHLI, 1921).

Die **Platta-Decke** im Oberhalbstein gilt als südliches Äquivalent der Arosa-Zone. Sie besteht hauptsächlich aus Ophiolithen und ozeanischen Sedimenten, enthält aber auch eingeschuppte Trias-Elemente, welche ostalpiner Herkunft sind.

Entlang der Basis der **Nördlichen Kalkalpen** und in dünnen Linsen entlang sekundärer Aufschiebungen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen können strukturelle Äquivalente der Arosa-Zone über Liechtenstein und den südlichen Allgäu weiter nach Osten bis nach Wien verfolgt werden. Der Abschnitt zwischen Liechtenstein und dem Allgäu, wo die Arosa-Zone den **Rhenodanubischen-Flysch** überlagert, wurde in der Vergangenheit mit den verschiedensten Namen versehen: Quetschzone (BLUMENTHAL, 1926; BLASER, 1952; ALLEMANN, 1957); Randcenoman (MÜLLER, 1973); Randzone (RICHTER, 1956/57). WINKLER (1987) bezeichnete diese wenige Ophiolithe enthaltende Melange-Zone neu als **Walsertal-Zone**. Die Verlängerung gegen Osten, zwischen dem Allgäu (Hindelang) und Wien, bezeichnet man als **Cenomane Randschuppe** (TOLLMANN, 1970; GAUPP, 1980), oder neuerdings als **Kalkalpine Randzone** (WINKLER, 1987).

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf das Studium der Verhältnisse im eigentlichen **Typus-Gebiet** der Arosa-Zone zwischen dem Lünensee und Tiefencastel.

Als Vergleich wurden ein Profil in der **Platta-Decke** (Val Bercla; DIETRICH, 1970) und mehrere Aufschlüsse aus der **unterostalpinen Zone von Samaden** (Piz Nair, Piz Bardella, Piz Murtiröl: ROESLI, 1944, 1946; FINGER, 1978) untersucht.

1.2. Problemstellung

Die Arosa-Zone repräsentiert eine tektonische Mischzone, welche Elemente aus den südpenninischen und ostalpinen paläogeographischen Räumen enthält. Zuweilen sind mittelpenninische Gesteine (Falknis- & Sulzfluh- Decke) eingeschuppt. Die Arosa-Zone wurde möglicherweise während der Mittel- und Oberkreide angelegt, als der ehemals distensive, jurassische bis unterkretazische, passive südpenninisch-unterostalpine Kontinentalrand zu einem aktiven Kontinentalrand wurde. Erste orogenetische Bewegungen werden sowohl im Südpenninikum, als auch im Ostalpin auch durch mittel- bis oberkretazische Flysche dokumentiert. Die tertiäre Phase der Kollision des ostalpinen und europäischen Kontinentalrandes, während der lokal auch

mittelpenninische Elemente eingeschuppt wurden, hat die möglichen kretazischen Strukturen stark überprägt und dominiert den heutigen tektonischen Stil der Arosa-Zone.

Wie wir zeigen werden, begleiten grobklastische Resedimente und turbiditische Sandsteine (Saluver-Gesteine der älteren Autoren) die jurassische Dehnungstektonik im Bereich des unterostalpinen Kontinentalrandes. Weiterhin treten synorogene Ablagerungen in Form von terrigenen Flysch-Sedimenten (Mesozoische Schiefer und Sandsteine der älteren Autoren) auf, die meist tektonisch isoliert sind, oder als Teile von tektonischen Melanges auftreten.

Ziel dieser Arbeit ist, die klastischen Serien der Arosa-Zone lithologisch und altersmässig zu definieren, sie wenn möglich bestimmten Ablagerungsräumen zuzuweisen und im Rahmen der jurassisch-kretazischen Kontinentalrandentwicklung zu integrieren. Durch konsequente Bearbeitung aller synorogenen Sedimente, welche meist schon in älteren Untersuchungen (CADISCH, 1921; GRUNER, 1947; RICHTER, 1957; TRÜMPY & HACCARD, 1969) erwähnt werden, sollte versucht werden, die während der eoalpinen Orogenese gebildeten Flysche zu erfassen, ihre Beziehung zu verschiedenen älteren Elementen aus diversen Faziesräumen abzuklären und ihre Liefergebiete zu definieren. In einzelnen Fällen lässt sich für Flysch-Serien ein kretazisches Alter und eine sicher südpenninische Herkunft nachweisen.

Da die Flysche der Arosa-Zone selbst oft tektonisch isoliert auftreten, war es nötig, Vergleiche zu vorkretazischen und kretazischen Sedimentserien aus dem unterostalpinen distalen Kontinentalrand und der südpenninischen Platta-Decke anzustellen. Ein beträchtlicher Teil der Flysche ist heute nicht mehr in ihrem ursprünglichen stratigraphischen Kontext erhalten. Im Verlauf der fortschreitenden Subduktion während der spätkretazischen und teilweise auch der tertiären Orogenese sind die Flysch-Serien zusammen mit anderen Lithologien südpenninischer und unterostalpiner Herkunft zu heterogenen tektonischen Melanges aufgearbeitet worden.

In einem zweiten Teil der Arbeit soll versucht werden, die verschiedenen Typen von tektonischen Melanges, wie sie in der Arosa-Zone auftreten zu beschreiben und genetisch zu interpretieren.

Alle Daten sollen nach Möglichkeit in ein aktualistisches Modell der Entwicklung des südpenninisch-unterostalpinen Kontinentalrandes eingepasst werden, insbesondere soll der Übergang von einem passiven zu einem aktiven Kontinentalrand und der Ablauf der eoalpinen Orogenese im Querschnitt Graubündens rekonstruiert werden.

1.3. Methodik

Die Feldaufnahmen zur vorliegenden Arbeit wurden in den Jahren 1983-85 durchgeführt. Einige ergänzende Exkursionen wurden in den Sommermonaten des Jahres 1986 unternommen. Die Laborarbeiten (Schwermineral- Untersuchungen, Dünnschliffanalysen etc.) erfolgten zwischen 1983 und 1987 am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel. Tonmineralogische Untersuchungen konnten im Mineralogisch- Petrographischen Institut der Universität Basel durchgeführt werden. Für palynologische Aufbereitungen konnte das Labor bei P. Hochuli am Geologischen Institut der ETH in Zürich benutzt werden. Die Bestimmungen von Foraminiferen aus Dünnschliffen steuerte M. Caron vom Geologischen Institut der Universität Freiburg (CH) bei.

Grundlage der Arbeit sind ausführliche stratigraphische Profile. Die komplizierten tektonischen Verhältnisse brachten es mit sich, dass kleinere Schlüsselgebiete geologisch kartiert werden mussten, um die Profile in einen regionalen Rahmen stellen zu können.

Als sedimentpetrographische Untersuchungen wurden Schwermineralanalysen an Flysch-Sandsteinen und anderen turbiditischen Sandsteinen durchgeführt, die Leichtminerale und die aphanitischen Gesteinsbruchstücke in denselben Proben ausgezählt, semiquantitative Bestimmungen der Geröll-Zusammensetzung von Breccien und Konglomeraten vorgenommen, die Tonmineralogie von Peliten aus Flyschen und turbiditischen Sandstein-Serien bestimmt, sowie Dünnschliff-Untersuchungen zur Diagenese der Sandsteine erstellt.

In diese Untersuchungen wurden zum Vergleich auch äquivalente Sedimentserien aus der südpenninischen Platta-Decke und der unterostalpinen Samadener-Zone einbezogen.

Speziell untersucht wurden auch die in der Arosa-Zone vorhandenen Faziestypen, insbesondere die tektonischen Melanges und das Auftreten der verschiedenen Lithologien in den unterschiedlichen Typen von tektonischen Melanges.

Die Detailprofile, die im Anhang wiedergegeben sind, wurden zu synthetischen Übersichtsprofilen zusammengefasst. Dabei wurden alle petrographischen Daten sowie die verschiedenen Faziestypen in diese Profile integriert.

Anhand von Literaturstudien wurden Vergleiche mit altersäquivalenten Flyschen aus anderen Faziesräumen, im speziellen aus den an die Arosa-Zone angrenzenden Einheiten durchgeführt.

Die gewonnenen Daten wurden zu einer interpretativen Rekonstruktion über den Ablauf der Kreideorogenese im südpenninisch-unterostalpinen Kontinentalrand-

bereich zusammengefasst.

1.4. Historisches

1.4.1. Die Periode der "autochthonen Gebirgsbildung" vor 1895:

Die Anfänge der geologischen Untersuchungen in Mittelbünden gehen bis in die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts zurück. Als erste wichtige Arbeit kann diejenige von STUDER (1836) erwähnt werden, welche eine erste Kartierung des Plessurgebietes enthält. THEOBALD (1857, 1864) führte erste detaillierte geologische Aufnahmen durch und stellte eine stratigraphische Gliederung auf. Vom selben Autor stammt zudem eine grossräumige Kartierung von Mittelbünden. THEOBALD erkannte Parallelen zwischen dem Rätikon und dem Plessurgebirge (Auftreten von Sulzfluh-Kalken; Vorhandensein verschiedener Zonen über den Schieferserien des Prättigaus etc.). Seine tektonischen Interpretationen waren jedoch noch von der Idee einer autochthonen Gebirgsbildung geprägt.

1.4.2. Das Aufkommen und die Anwendung der Deckentheorie (1895-1920)

Die Arbeiten von STEINMANN (1895, 1897) brachten grundlegende neue Erkenntnisse und Ideen, welche eine **Überschiebungstektonik** als Ursache für die Bildung der Gebirge des Plessurgebietes notwendig erscheinen liessen. Die heute als Falknis-Decke, Sulzfluh-Decke und Arosa-Zone benannten Einheiten fasste er unter dem Begriff "**Aufbruchszone**" zusammen. ROTHPLETZ (1899, 1900, 1902, 1905) stellte sich den Ideen von STEINMANN entgegen und betrachtete sowohl die Zentral- wie auch die Ostalpen als von Osten her überschoben. Er stellte eine völlig neue Stratigraphie auf, wobei er unter anderem die von STEINMANN richtig in den Jura (möglicherweise noch in die unterste Kreide) eingestuftten Radiolarite ins Perm stellte. Mehrere Schüler STEINMANNNS verfassten zu Beginn des 20. Jahrhunderts detaillierte Arbeiten, welche sich mit verschiedenen Regionen der Arosa-Zone zwischen dem Rätikon und Arosa befassten: LORENZ (1901) bearbeitete unter anderem das westliche Rätikon und konnte die Ostschubhypothese von ROTHPLETZ widerlegen. HOEK (1903) kam im Bezug auf die tektonische Entwicklung im zentralen Plessurgebirge zu denselben Schlüssen wie LORENZ. Auch er nahm an, dass sämtliche Überschiebungen nur sehr lokalen Ausmasses mit geringer Schubweite seien.

Von grosser Bedeutung für die weitere geologische Bearbeitung der Arosa-Zone war STEINMANNNS Arbeit aus dem Jahr 1905. Er wandte die **Deckentheorie** konsequent

an, nach welcher schon SCHARDT (1898) und LUGEON (1901) angenommen hatten, dass eine mächtige, vom Rätikon bis ins Gebiet von Arosa zusammenhängende Schubmasse aus Süden auf die Elemente von Falknis und Sulzfluh aufgeschoben wurde. STEINMANN revidierte deshalb das Konzept der Aufbruchzone und definierte drei neue tektonische Einheiten:

- Klippen-Decke (Falknis-Sulzfluh-Decke)
- Breccien-Decke (sedimentäre Lias-Breccien die solchen aus dem Chablais ähnlich sind; in kleinen Vorkommen bei Arosa und im Rätikon)
- Rätische Decke (Ophiolithe bis Cenomanbreccie)

Die Breccien- und die Rätische-Decke bilden zusammen die heutige Arosa-Zone.

STEINMANN erkannte damals auch, dass die Ophiolithe (Rätische-Decke) weit nach Süden ins Gebiet der Platta-Decke (DIETRICH, 1969, 1970) verfolgt werden können. Nach dieser grundlegenden Arbeit STEINMANNNS übernahmen auch seine Schüler die Deckentheorie: SEIDLITZ (1906) stellte im östlichen Rätikon, basierend auf Beobachtungen der grossräumigen, südvergenten Überschiebungen eine neue Gliederung der Decken auf, welche praktisch den STEINMANNSCHEN Einheiten entsprach. HOEK (1906) kartierte das Gebiet um Arosa und kombinierte die neuen Erkenntnisse über die regionale Tektonik mit seinen im Jahr 1903 erschienenen Ergebnissen. Es zeigte sich schon damals, dass die in Anlehnung an die Verhältnisse in den Préalpes durchgeführte künstliche Trennung in Breccien- und Rätische-Decke mit einigen Unsicherheiten behaftet war. ZYNDEL (1912) und SEIDLITZ (1912/13) stellten dann auch diese Aufteilung in Frage. ZYNDEL vermutete, dass Elemente der ostalpinen Decken in die Rätische-Decke eingelagert sind, und bezeichnete die Gegend von Arosa als "Mischungszone von Elementen der Rätischen Decke mit Gesteinen der Unterostalpinen Decken". Im westlichen Rätikon brachte die Arbeit von TRÜMPY (1916) vor allem im Bezug auf die Prättigauschiefer, sowie die Falknis- und Sulzfluh-Decke neue Resultate. TRÜMPY konnte eine, durch die Sulzfluh-Decke überlagerte selbständige Falknis-Decke nachweisen. Er erkannte auch, dass die Bettlerjochbreccie den Breccien im Gebiet von Arosa sehr ähnlich ist und betrachtete sie als Element der unterostalpinen Decke (im Sinne ZYNDELS), welche, wie die Gesteine der Rätischen-Decke, in diesem Querschnitt als sogenannte Quetschresten erhalten ist.

SÜESS (1905, 1909) nahm eine andersartige strukturelle Teilung der ostalpinen Decken vor und fasste die Klippen-, Breccien- und Rätische Decke zusammen mit den Bündnerschiefern zur sogenannten **Lepontinischen Decke** zusammen, welche zwischen der helvetischen Decke unten und den ostalpinen Decken oben liegt.

1.4.3. Aroser Schuppenzone als unterostalpine Einheit (1921-1969)

CADISCH führte in verschiedenen zwischen 1916 und 1923 erschienenen Arbeiten den Begriff "**Aroser-Schuppenzone**" ein, unter welchem die Rätische-Decke und die Breccien-Decke im Sinne von STEINMANN und SEIDLITZ zusammengefasst wurden. Zur Aroser-Schuppenzone zählte CADISCH sämtliche, zwischen der Falknis-Sulzfluh Einheit im Liegenden und den Aroser-Dolomiten im Hangenden enthaltenen Elemente. Nach seiner Meinung besteht diese Zone aus einer komplexen, stark tektonisierten, stratigraphisch nicht einheitlichen Serie von Elementen **unterostalpiner Herkunft**, welche denjenigen der **Err-Bernina-Decke** mehr oder weniger äquivalent sind. Die **Ophiolithe** sind nach CADISCH einerseits primär eingedrungen, andererseits durch tektonische Prozesse in die heterogene Abfolge der Arosa-Zone eingeschuppt worden.

Neben den Arbeiten von CADISCH erschienen zur selben Zeit mehrere Untersuchungen über die Geologie Mittelbündens, welche zu einer ersten umfassenden Kartierung dieser Region im Masstab 1 : 25000 beitrugen (BRAUCHLI, 1921; LEUPOLD, 1922). BRAUCHLI trennte die Tschirpen-Decke (Parpaner-Zwischenstück von HOEK) als ophiolithfreie obere Partie von der Aroser-Schuppenzone (sensu CADISCH) ab.

Im südöstlichen Rätikon unternahm HÄFNER (1924) detaillierte Untersuchungen. Er unterschied innerhalb der Arosa-Zone zwei Untereinheiten: Einen Zug von normalliegender Radiolarit und Aptychenkalk und eine verkehrtliegende Scholle, die stratigraphisch vom Karbon bis in den Lias reicht, und direkt unter der Silvretta-Decke liegt (**Madrissa-Zone**). Zwischen der Sulzfluh-Decke und der Arosa-Zone definierte HÄFNER im Gebiet des Rätschenjochs mit der **Viehcalanda-Schuppe** eine selbständige Einheit, welche neben Sulzfluhgranit, Trias- und Jura-Elementen als jüngste Lithologie einen oberkretazischen Wildflysch enthält.

Als wichtige Beiträge zur Erforschung der Arosa-Zone müssen die Arbeiten von ROESLI (1944/46) erwähnt werden. Dieser Autor erbrachte durch das Auffinden von faziellen und tektonischen Analogien zwischen Elementen der Aroser-Schuppenzone und der unterostalpinen Zone von Samaden und das Beschreiben von **cenomanen Couches Rouges** in beiden Zonen (Murtiröl-Schiefer in der Samadener-Zone; Cenomanschiefer am Maraner Bergli bei Arosa) neue Erkenntnisse. Die von früheren Autoren (z.B. CORNELIUS, 1935) oft vorgebrachte Idee, dass die Ophiolithe als fazielle Leitgesteine dienen, und damit tektonische Einheiten zu unterscheiden helfen, wird von ROESLI in Frage gestellt.

GRUNAU (1947) unternahm im Gebiet von Arosa ausgedehnte Studien, welche sich vor allem auf die Probleme der Radiolarit-Aptychenkalk Gruppe (Ablagerungstiefe,

Milieu) und der Ophiolithe (mineralogische und chemische Zusammensetzung, Entstehungsalter, Kontakte mit den Sedimenten) konzentrierten. Die Radiolarite sind nach GRUNAU'S Meinung Flachwasserablagerungen, in welche die Ophiolithe intrudierten. Zur Thematik der von CADISCH (1921) definierten "mesozoischen Schiefer und Sandsteine" brachte die Arbeit von GRUNAU keine neuen Erkenntnisse. In den Jahren 1956 und 1957 erschienen zwei Arbeiten von RICHTER, welcher in einer Art Synthese versuchte, die Stratigraphie der Arosa-Zone vom Allgäu bis nach Mittelbünden zu korrelieren. RICHTER nahm wiederum an, dass die Ophiolithe als "tektonische Leitfossilien" dienen können (CORNELIUS, 1935) und verband die ophiolithführenden Serien bis ins Allgäu mit der Arosa-Zone. Auch RICHTER fasste die Arosa-Zone als eine "stratigraphisch sehr einheitliche, tektonisch passiv verschleppte unterostalpine Decke mit tektonisch hineingeratenen Splintern der oberostalpinen Decken" auf. Die Schichtreihe reichte nach diesem Autor, wie bei GRUNAU (1947) von palaeozoischen, metamorphen Casannaschiefern bis ins Cenoman. Aus tektonischen Gründen bildete nach RICHTER die Arosa-Zone zusammen mit der Err-Bernina-Decke die ursprüngliche Sedimenthaut der ostalpinen Geantiklinale. In einer palaeogeographischen Rekonstruktion stellt er die Arosa-Zone zwischen die Err-Bernina-Decke im Norden und die oberostalpinen Decken im Süden.

Die Arbeit von GEES (1954) über die Geologie von Klosters befasste sich vor allem mit mineralogisch-petrographischen Fragen und ging, was die stratigraphischen und tektonischen Interpretationen betrifft, nicht über diejenigen von CADISCH hinaus. Auch GEES ordnete die Arosa-Zone dem Unterostalpinen Faziesraum zu. PETERS (1963) führte in den Ultramafititen des Totalgebietes bei Davos detaillierte petrographische und mineralogische Untersuchungen durch. Er vertrat die Auffassung, dass die Ophicalcite durch Intrusion von peridotitischen Magmen in noch nicht verfestigte Sedimente entstanden sind.

1.4.4. Das Aufkommen der Plattentektonik (1969-heute) Arosa-Zone als südpenninisch/unterostalpine Mischzone

TRÜMPY & HACCARD (1969) trennten im Gebiet des Rätchenjochs über der Arosa-Zone die **Madrissa-Zone** als unter der Silvretta-Decke verschleppte oberostalpine kalkalpine Scholle (TOLLMANN, 1970) ab. Daneben wurden in dieser Arbeit auch tektonische und fazielle Vergleiche zwischen den Prealpes Romandes sowie Chablaisiennes einerseits, und der Arosa-Zone und der Viehcalanda-Schuppe andererseits angestellt. Was die Arosa-Zone selbst betrifft, so kann diese nach TRÜMPY & HACCARD mit der **Nappe des Gets** (CARON, 1972), im Speziellen mit deren tieferen Einheiten verglichen werden. Trotz grosser Ähnlichkeiten zwischen den

Einheiten im Rätikon und denen der Prealpes, werden auch wichtige Unterschiede vor allem im Bezug auf die Vollständigkeit des stratigraphischen Inhalts des Deckengebäudes festgestellt. So fehlen im Graubündner Querschnitt sowohl Breccien-Decke, Helminthoiden-Flysch, wie auch Simmen-Decke s.str (CARON, 1972). Aus dem Alpbach oberhalb Klosters wurde erstmals auch das Vorkommen von Palombini-ähnlichen Gesteinen in der Arosa-Zone erwähnt. TRÜMPY (1975) befasste sich später in einer synthetischen Arbeit mit der Problematik der paläogeographischen Abgrenzung zwischen Penninikum und Ostalpin. Als Kriterium für die Grenze zwischen diesen beiden Faziesräumen wurde das Fehlen oder Vorhandensein von **Ophiolithen** herangezogen. TRÜMPY diskutierte im weiteren die geologische Geschichte des südpenninisch-unterostalpinen Kontinentalrandes seit der Öffnung der Tethys, sowie den Übergang von der passiven zur aktiven Kontinentalrand-Entwicklung. Nach TRÜMPY deutet das Fehlen von postcenomanen Sedimenten, sowohl in den südpenninischen (Arosa-Zone, Platta-Decke), wie auch in den unterostalpinen Einheiten Graubündens, zusammen mit dem Auftreten von Chromspinell in den Flyschen und radiometrische Altersdaten aus dem Südpenninikum auf eine spätkretazische orogene Phase hin. Er stellte auch die Hypothese auf, dass der südpenninische Faziesraum schon vor Beginn des Tertiärs durch die Subduktion eliminiert wurde. Über die Strukturen, die von kretazischen Deformationen herrühren, ist sehr wenig bekannt. Eine Obduktion von ozeanischer Kruste mit den dazugehörigen Sedimenten über den unterostalpinen Kontinentalrand (LAUBSCHER, 1969) wurde von TRÜMPY zugunsten einer südvergenten Subduktionszone abgelehnt.

Mit der plattentektonischen Entwicklung des ostalpinen Raumes befasste sich auch die Arbeit von DIETRICH (1976). Was die Bewegungen während der Kreideorogenese betrifft, glaubte dieser Autor an eine **Subduktion des südpenninischen Ozeans** entlang dessen Südrandes. Das Einsetzen dieses Subduktionsmechanismus kann unter anderem mit dem Beginn einer ausgeprägten Flyschsedimentation belegt werden, welche durch das Auftreten von Erosionsmaterial der ozeanischen Kruste (Chromspinell) charakterisiert ist. Als Liefergebiet des ophiolithischen Materials wurde von DIETRICH (1976) ein schon vor dem Cenoman angelegter Flyschkeil, bestehend aus Relikten der ozeanischen Kruste, ozeanischen Sedimenten und älteren Flyschen postuliert. In der Oberkreide deutet nach DIETRICH (1976) die Entwicklung der **Gosaubecken**, in die sowohl ophiolithische, wie auch kontinentale Gerölle geschüttet wurden, auf ein Anhalten der Subduktionsphase hin. In einer älteren Arbeit beschäftigte sich DIETRICH (1970) hauptsächlich mit dem Aufbau, der durch Ophiolithe dominierten Platta-Decke. Nach seinen Daten reichen die

jungmesozoischen Sedimente, welche die Ophiolithe überdecken von oberjurassischen Radiolariten, über unterkretazische Kalkphyllite und Phyllite (Aptian - Albian) bis zu Kalkphylliten mit Einschaltungen von Kalkareniten der mittleren Kreide (Oberes Albian, ev. jünger). Aus Gründen fazieller Ähnlichkeiten der Kreidesedimente der Platta-Decke mit den Roccabella-Schiefern aus der unterostalpinen Err-Decke postulierte DIETRICH für die Kreide einen breiten Übergangsbereich zwischen dem Südpenninikum und dem Unterostalpin. BERNOULLI & WEISSERT (1983, 1985) befassten sich in neuester Zeit eingehend mit den Ophiolithen, im Speziellen mit den Ophicalciten in den verschiedenen südpenninischen Einheiten. Durch Gefüge- und Komponentenuntersuchungen konnten sie zeigen, dass die Ophicalcite tektono-sedimentäre Breccien sind. Die beiden Autoren interpretierten die südpenninische Ophiolith-Serie als Relikte eines ozeanischen Transform-Bruch Systems, wie es in heutigen ozeanischen Bruchzonen beobachtet werden kann.

In einer Reihe von Diplomarbeiten aus Zürich wurden in den späten 70er Jahren verschiedene Gebiete aus der Arosa-Zone neu untersucht: WEISSERT (1975) gelang in der Casanna-Region bei Klosters eine Abgrenzung von Einheiten der Arosa-Zone und Decken, welche dem Unterostalpin zugeordnet werden müssen. Im unterostalpinen Casanna-Grüenhorn-Komplex bildet eine oberkretazische Breccie (**Augstenbreccie**) als jüngstes Schichtglied den Sedimentationsabschluss.

Im Hörnligebiet und in der Weisshorn-Region bei Arosa befassten sich GREEN (1982) und BLÄUER (1983) vor allem mit der Petrographie und der Altersbestimmung der Sedimente und deren Beziehungen zu den Ophiolithen. GREEN (1982) versuchte die südpenninischen Elemente von denjenigen des unterostalpinen Faziesraumes abzugrenzen und revidierte die Stratigraphie von GRUNAU (1947), welche noch nicht von plattentektonischen Konzepten geleitet war. Die von CADISCH (1921) definierten "Mesozoischen Schiefer und Sandsteine" wurden mit zeitlich äquivalenten Sedimenten aus dem Ligurischen-Apennin verglichen: **Argille a palombini, Scisti di Val Lavagna, Arenarie del Monte Gottero**. Diese Beziehung wurde schon von früheren Autoren (WEISSERT (1975); HALDIMANN, (1975); BURGER, (1978); FINGER, (1978); TRÜMPY (1969, 1975) hergestellt. Im Gebiet der Madrisa bei Klosters hat HALDIMANN (1975) eine Neugliederung der Arosa-Zone durchgeführt. Die schon von früheren Autoren (TRÜMPY & HACCARD, 1969; TOLLMANN, 1970) gemachte Annahme, dass die Madrisa-Zone eine kalkalpine Scholle ist, welche unter der Silvretta-Überschiebung verschleppt ist, wurde bestärkt. Über die Herkunft der Madrisa-Zone kann auch HALDIMANN keine klare Antwort geben. Als wahrscheinlichstes Herkunftsgebiet bieten sich rückwärtige Partien der Lechtal-Decke an, welche vor die Stirn der vorrückenden Silvretta-Decke auf die Arosa-Zone

gelangten und später vom Silvretta-Kristallin überfahren wurden. Die Blöcke der Viehcalanda-Schuppe (HÄFNER 1924) wurden von HALDIMANN als Olistolithe im Melange Komplex der **Alpbach-Schiefer** interpretiert. Diese Alpbach-Schiefer bauen nach HALDIMANN den weitaus grössten Teil der Arosa-Zone in diesem Gebiet auf und sind vornehmlich durch dunkle Tonschiefer mit tektonisch meist sehr stark beanspruchten Linsen flyschoider Sandsteine charakterisiert. BURGER (1978) untersuchte die Arosa- und Madrisa-Zone weiter nördlich im Gebiet der Verspala. Er übernahm von HALDIMANN (1975) den Begriff der Alpbach Schiefer für den auch in dieser Region dominierenden Schiefer- und Melange-Komplex. Den **Verspala-Flysch**, welcher an der Verspala selbst eine Mächtigkeit von über 200 m erreicht, ordnete er als isoliertes Paket ein, das transgressiv über den Alpbach-Schiefern abgelagert wurde. Datierungen von planktonischen Foraminiferen ergaben für den Verspala-Flysch ein obercenomanes Alter. Damit fällt nach BURGER der Sedimentationsabschluss der Alpbach-Schiefer ins Cenomanian. OBERHAUSER (1984) beschrieb aus dem Verspala-Flysch Mikrofossilfunde, die diesen Flysch ins Turon stellen. Wegen des Auffindens einer umgelagerten Aptian-Komponente im Verspala Flysch unterstützte OBERHAUSER die Annahme von BURGER (1978), dass die Sedimentation des Verspala-Flysches im unteren Cenomanian konkordant über den Alpbach-Schiefern eingesetzt habe.

In der Arosa-Zone des Unterengadiner Fensters beschrieb GÜRLER (1982) einen Chromit führenden Oberkreide-Flysch (Tuoi-Formation). Zudem konnte er einen Flysch mit Helminthoiden nachweisen, der ein Alter von oberem Senonian (Campanian - Maastrichtian) hat. Die bis ins Maastrichtian andauernde Sedimentation im südpenninischen Raum deutet darauf hin, dass zumindest in diesem Querschnitt die mediterrane Tethys bis zum Ende der Kreide noch nicht vollständig eliminiert war.

Da in der Arosa-Zone (unterostalpine) jurassische Breccien weitverbreitet sind, müssen auch die Arbeiten von FINGER (1978) und GRUNER (1981) erwähnt werden. Die jurassischen Breccien (**Agnelli-, Bardella-, Saluver-Formation**) der Zone von Samaden wurden von FINGER (1978) untersucht. Sie wurden als Produkte der Entwicklung des passiven Kontinentalrandes im Zusammenhang mit der Öffnung des piemontesischen Ozeans interpretiert. Im Allgemeinen konnte FINGER die stratigraphischen Resultate von ROESLI (1944/46) bestätigen. Die Emmat-Schiefer korrelierte er mit der Palombini-Formation des Südpenninikums. Mit den jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalenten Serien aus anderen Einheiten Graubündens befasste sich die Arbeit von GRUNER (1981). Dieser Autor stellte Vergleiche mit gleichaltrigen Ablagerungen in den Schamser-Decken, der Arosa-Zone und der Zone von Samaden an. Was die Breccien aus der Arosa-Zone angeht, wurden

im wesentlichen frühere Hypothesen von CADISCH (1921), RICHTER (1957), ROESLI (1947) bestätigt. GRUNER stellte mit Ausnahme der Maraner Breccie alle bedeutenden Breccien in der Arosa-Zone in den Lias und/oder Dogger. Wie schon CADISCH (1921) und ROESLI (1944) strich auch GRUNER die Ähnlichkeit zwischen bestimmten Breccientypen der Arosa-Zone (**Weissfluh-Serie**, Bettlerjoch Breccie) und brecciösen Doggerserien (**Saluver-Formation**) der Samadener-Zone hervor.

2. Tektonische Beschreibung

Der Begriff Arosa-Zone ist eine künstliche Definition für eine tektonische Mischzone, die aus Elementen besteht, welche paläogeographisch miteinander nicht kompatibel sind. In der Arosa-Zone sind Teile der südpenninischen ozeanischen Kruste und die darüberfolgenden Sedimente zusammen mit Lithologien aus dem unterostalpinen Kontinentalrand und untergeordnet aus dem Zentralpenninikum tektonisch intensiv vermischt. Jeder Diskussion über den tektonischen Aufbau der Arosa-Zone muss also zugrunde gelegt werden, dass diese Einheit aus Elementen aufgebaut ist, die aus verschiedenen paläogeographischen Faziesräumen stammen.

Die Hauptmasse der Arosa-Zone reicht vom Lünensee im N bis nach Tiefencastel im S und ist in diesem Querschnitt weiter im Osten zudem im Fenster von Gargellen zu sehen. Die Arosa-Zone ist zwischen dem nordpenninischen Prättigau-Flysch und den mittelpenninischen Falknis-Sulzfluh-, bzw. Schamser-Decken im Liegenden und der kristallinen Silvretta-Decke und verschiedenen Sediment-Decken des Ostalpins im Hangenden ausgequetscht. Der komplexe strukturelle Aufbau und die starken lateralen Wechsel in der lithologischen Zusammensetzung sind für die Arosa-Zone charakteristisch und möglicherweise ausschlaggebend dafür, dass keine regionalen tektonischen Untersuchungen neueren Datums aus dieser Mischzone bekannt sind.

Die extrem uneinheitliche Ausbildung (Baustil, Mächtigkeit, lithologische Zusammensetzung, etc.) rührt vorwiegend daher, dass die Arosa-Zone zusammen mit den darunterliegenden Einheiten verschuppt ist. Die Falknis-Sulzfluh-Decke und die Arosa-Zone bilden dabei eine Art "tektonische Grosseinheit", indem die Arosa-Zone dort eine grosse Mächtigkeit erreicht, wo die Falknis-Sulzfluh-Decke extrem ausgedünnt ist (Davos, Arosa). Im Rätikon hingegen, wo die Falknis-Sulzfluh-Decke mächtig ist, ist die Arosa-Zone stark ausgedünnt. Diese wechselseitige Ausdünnung und mächtige Anhäufung der beiden Elemente (Arosa-Zone, Falknis-Sulzfluh-Decke) entspricht der Anordnung von grossen Extensionsboudins an der Basis der mächtigen ostalpinen Überschiebungsmasse.

In einzelnen Regionen sind zwischen die Arosa-Zone und die ostalpine Hauptüberschiebung ophiolithfreie, ebenfalls boudinartige Komplexe eingespiest. Das sind der Casanna-Grüenhorn-Komplex, der dem Unterostalpin zugewiesen wird (WEISSERT, 1975), die Tschirpen-Decke des Unter- oder basalen Oberostalpins und die Madrisa-Zone, die lithologisch mit den Nördlichen Kalkalpen (Lechtal-Decke; TOLLMANN, 1970) verglichen werden kann.

Eine ausgeprägte Schuppentektonik einerseits und die grosse Verbreitung von

tektonischen Melanges andererseits sind typisch für die Arosa-Zone. Sowohl die Schuppen, wie auch die tektonischen Melanges wurden bei der Überschiebung der Arosa-Zone durch die starre Kristallinmasse der Silvretta-Decke (Traineau-écraseur: LAUBSCHER, 1983) und diverse ostalpine Sediment-Decken gebildet. Die stratigraphische Abfolge der verschiedenen Lithologien ist in den meisten Fällen vollständig zerstört und die verschiedenen lithologischen Elemente wurden in Schuppen unterschiedlicher Dimensionen aufgespaltet. Eine vollständige stratigraphische Sequenz der südpenninischen Lithologien ist in der Arosa-Zone nirgends erhalten. Es können nur selten Ophiolithe beobachtet werden, deren ursprünglicher Kontakt mit pelagischen Sedimenten erhalten ist (vgl. Kapitel 3). Neben den südpenninischen Lithologien, welche grosse Schuppen wie beispielsweise den Totalp-Serpentin aufbauen, sind es vor allem die Elemente des unterostalpinen Kontinentalrandes, welche als Schuppen individueller Lithologien erhalten sind. Kristallin-Gesteine und Hauptdolomite bilden den weitaus grössten Anteil dieser unterostalpinen Schuppen. Tektonische Melanges sind in der Arosa-Zone vor allem an der Basis und im Top der Einheit weit verbreitet. Aber auch innerhalb der Zone treten diese chaotischen Komplexe auf (vgl. Kapitel 6 und 7).

Faltenbau ist in der Arosa-Zone meist nicht über lange Distanzen zu verfolgen. Grossfalten, die vorwiegend E-W streichen, deuten auf einen von S nach N erfolgten Hauptschub der ostalpinen Einheiten über die Arosa Zone hin (STAUB, 1934; GRUNAU, 1947). Anschliessend erfolgte eine SW-NE gerichtete Schub-Phase, welche die in Mittelbünden stellenweise gut entwickelten WSW-ENE streichenden Falten bildete (WEISSERT, 1975) und Sulzfluh-Elemente in die Arosa-Zone einschuppte (GRUNAU, 1947). Kleinfalten, die recht häufig zu beobachten und deren Achsenebenen oft stark verfaltet sind (WEISSERT, 1975), deuten auf eine mehrphasige Verfaltung hin. Durch Zerschierung von Falten kann auch die Entstehung von isolierten überkippten Serien gedeutet werden, wie sie beispielsweise im Obersässtalli östlich der Weissfluh (BERNOULLI & WEISSERT, 1985) und am Grat nördlich Verborgene Wäng bei Arosa vorkommen (vgl. Kapitel 3 und Anhang).

Die in den kompetenten Lithologien weitverbreiteten Brüche deuten darauf hin, dass in der Arosa-Zone vorwiegend Spröddeformation dominierte.

In der Folge sollen Eigenheiten der tektonischen Entwicklung aus den verschiedenen Abschnitten der Arosa-Zone erläutert werden:

Mittelbünden (Davos-Arosa)

Die Arosa Zone erreicht in der Region von Arosa mit ca. 700m die maximale Mächtigkeit, welche gegen S sehr schnell und in Richtung N allmählich abnimmt. Die älteren Autoren bezeichneten den tektonischen Aufbau der Arosa-Zone in Mittelbünden als verschuppten Faltenbau (CADISCH, 1921; GRUNAU, 1947; RICHTER, 1957; GRUNER, 1981). Die Dominanz von Schuppen verschiedener Dimensionen ist charakteristisch für diesen Abschnitt der Arosa-Zone. Einzelne Schuppen sind nur wenige m mächtig, andere erreichen eine Ausdehnung von mehr als 100m. Unter den Lithologien, die grosse Schuppen bilden, dominieren einerseits Hauptdolomite (Weissfluh-Westseite, Arosener-Weisshorn) oder Kristallinmassen (Arosener-Weisshorn). GRUNAU (1947) und RICHTER (1957) nahmen in der Region von Arosa eine Aufteilung in einen Unterbau, der triadische und liasische Elemente enthält und einen von grossen Kristallinschuppen geprägten Oberbau vor. Auch CADISCH (1921) trennte an der Weissfluh einen verkehrtliegenden Unterbau von einem normalliegenden Oberbau ab.

Rätikon:

Im Rätikon ist der tektonische Aufbau noch komplizierter als im Kerngebiet der Arosa-Zone in Mittelbünden. Der Schuppenbau ist viel kleinräumiger und noch komplexer. Mächtige, intern weniger tektonisch überprägte Schichtglieder, wie zum Beispiel der Verspala-Flysch, bilden die Ausnahme. In diesem Abschnitt sind tektonische Melanges der dominierende Faziestyp (vgl. Kapitel 7). Elemente der darunterliegenden Falknis-Sulzfluh-Decke und der überschobenen ostalpinen Einheiten sind hier noch vermehrt in die stark ausgedünnte und extrem deformierte Arosa-Zone eingeschuppt.

Arosa-Tiefencastel:

Im Abschnitt zwischen Arosa und Tiefencastel, wo die Arosa-Zone ziemlich abrupt gegen Süden auskeilt und auch die Falknis-Sulzfluh-Decke in ihrer Mächtigkeit extrem stark reduziert ist, kann eine starke Verschuppung und Vermischung mit Elementen der darunterliegenden Gelbhorn-Decke und der darüberliegenden Silvretta-Decke beobachtet werden (vgl Anhang A: Profile 28-31).

Platta-Decke:

Die von Elementen der südpenninischen ozeanischen Kruste dominierte Platta-Decke gilt als südliche Verlängerung der Arosa Zone. Die Arosa-Zone reicht gegen S bis in

die Gegend von Tiefencastel, wo die ophiolithführende obere Curver-Serie (STREIFF, 1939, 1962; STAUB, 1958) das Verbindungsglied zur Platta-Decke bildet. Diese Curver-Serie ist am Piz Toissa durch Einwicklung in einen äusserst komplizierten Faltenbau charakterisiert.

Die Platta-Decke selbst besteht aus zwei intensiv verschuppten Teildecken (Untere und obere Platta-Schuppe), die durch einen Serpentin-Gabbro-Diabas-Komplex (Mezzaspitz-Marmorera-Schuppe) voneinander getrennt sind (DIETRICH, 1970).

3. Lithostratigraphie

3.1. Einleitung

In verschiedenen älteren Arbeiten (z.B. GRUNAU, 1947; RICHTER, 1957) wurde versucht, aus der komplex aufgebauten und tektonisch stark durchmischten Arosa-Zone eine durchgehende stratigraphische Abfolge zu rekonstruieren. So glaubten GRUNAU (1947) und RICHTER (1957), dass in der Arosa-Zone eine lückenlose lithostratigraphische Abfolge vom kristallinen Grundgebirge bis zu den kretazischen Flyschen reicht. Diese Untersuchungen waren auch von der Idee geprägt, dass die Arosa-Zone einem bestimmten, nämlich dem unterostalpinen Faziesraum (z.B. GRUNAU, 1947, etc) zugeordnet werden müsse.

Einzelne der früheren Autoren (STEINMANN, 1895, 1897, 1905; ZYNDEL, 1912; CADISCH, 1921; STAUB, 1937; u.a.) hatten jedoch erkannt, dass die Arosa-Zone eine Mischzone von unterostalpinen und penninischen Elementen ist, und dass dabei tektonische Prozesse eine Rolle gespielt haben. In den Interpretationen zeigen sich jedoch markante Unterschiede.

Plattentektonische Konzepte schliessen aus, dass jurassische Ophiolithe mit den darüberfolgenden ozeanischen Sedimenten und variskisches Kristallin mit überlagernder Trias am gleichen Ort primär vorkommen. Die naheliegende Interpretation war, die Arosa-Zone als tektonische Mischzone mit Elementen des südpenninischen Ozeans und des unterostalpinen distalen Kontinentalrands zu betrachten (LAUBSCHER, 1970; TRÜMPY 1975).

Die Grenze zwischen Südpenninikum und Unterostalpin definierte TRÜMPY (1975) mit dem Vorhandensein oder Fehlen von Ophiolithen. Mit dem Begriff **Arosa-Zone s.s.** bezeichnet er die ophiolithführenden, zweifelsfrei südpenninischen Elemente innerhalb einer Arosa-Zone s.l. Die ophiolithischen Elemente der Arosa-Zone und der Platta-Decke werden heute als Reste der südpenninischen, mesozoischen, ozeanischen Kruste gedeutet, fremde Elemente aus dem ostalpinen Kontinentalrand (Kristallin, Trias und jüngere Kontinentalrand-Sedimente) als tektonisch eingeschuppt. Als Arbeitshypothese für die vorliegende Arbeit gelten folgende Annahmen:

1. Die Arosa-Zone s.l. (oder Aroser-Schuppenzone im Sinne von CADISCH, 1921) ist eine komplizierte Mischzone, welche aus Überresten des mesozoischen ligurisch-piemontesischen, bzw. südpenninischen Ozeans und Elementen des distalen unterostalpinen Kontinentalrandes aufgebaut ist (Fig. 2).
2. Schuppen aus unterostalpinen Kristallin- und Sedimentserien treten hauptsächlich entlang der Grenzen der Arosa-Zone, aber auch innerhalb der Zone selbst auf. Aus

diesem Grund dürfen die ursprünglich in verschiedenen Faziesräumen abgelagerten Elemente nicht zu einer einzigen, durchgehenden stratigraphischen Abfolge zusammengefasst werden.

In der Folge werden zuerst die Lithologien des Südpenninikums und anschliessend die des Unterostalpins besprochen

3.2. Schichtreihe des Südpenninikums

3.2.1. Ophiolithe

Im Südpenninikum bilden zerstückelte unter- bis mittel-jurassische Ophiolithe die Unterlage der mittel?- bis oberjurassischen und kretazischen Sedimente. Obwohl mit Ausnahme der sheeted dykes alle Lithologien einer klassischen Ophiolithsequenz vorhanden sind, ("Steinmann Trilogie") ist nirgends eine komplette Abfolge der ozeanischen Kruste und Lithosphäre erhalten (BERNOULLI & WEISSERT, 1985). Im wesentlichen findet man in der Arosa-Zone isolierte Vorkommen von Serpentiniten, Gabbros, Pillow Basalten und Ophicalciten. Nach WEISSERT & BERNOULLI (1985) wurden die Ophicalcite durch ein Zusammenspiel von tektonischen und sedimentären Prozessen gebildet, indem Risse in den tektonisch zerbrochenen Serpentiniten mit Kollapsbreccien und pelagischen, sowie diagenetischen Sedimenten aufgefüllt wurden. Die Ophicalcite wurde zusammen mit den pelagischen Sedimenten von hydrothermalen Prozessen überprägt.

In der Platta-Decke dominieren einerseits Iherzolithische, oft serpentinierte Ultramafitite mit Pyroxenit-Lagen, mafischen Lagergängen (Sills) und diskordanten Gängen (Dikes), und andererseits Pillow Laven und Ophicalcite (DIETRICH, 1969, 1970; TROMMSDORF & DIETRICH (1980).

Verschiedentlich wurde angenommen, dass im südpenninischen Ozean bis in die mittlere Kreide Basalte gefördert wurden (DIETRICH, 1969; OBERHAUSER, 1978). Es existieren bisher keine klaren Hinweise, die das bestätigen könnten.

3.2.2. Radiolarit-Formation

Die roten und grünen Radiolarite und Kieselschiefer sind in der Arosa-Zone in unterschiedlicher Mächtigkeit (einige m bis max 20-30m) erhalten. Sie liegen in einzelnen Vorkommen mit sedimentärem Kontakt über ozeanischen Pillow Basalten oder Serpentiniten. Die Radiolarite bestehen aus mehr oder weniger gut gebankten Hornsteinen mit Tonschiefer-Zwischenlagen. Die Dicke der einzelnen Bänke variiert zwischen 1cm und 20cm. Die Tonschieferlagen können bis zu 3cm mächtig sein. Das Verhältnis zwischen Hornsteinen und Tonschiefern kann beträchtlich schwanken.

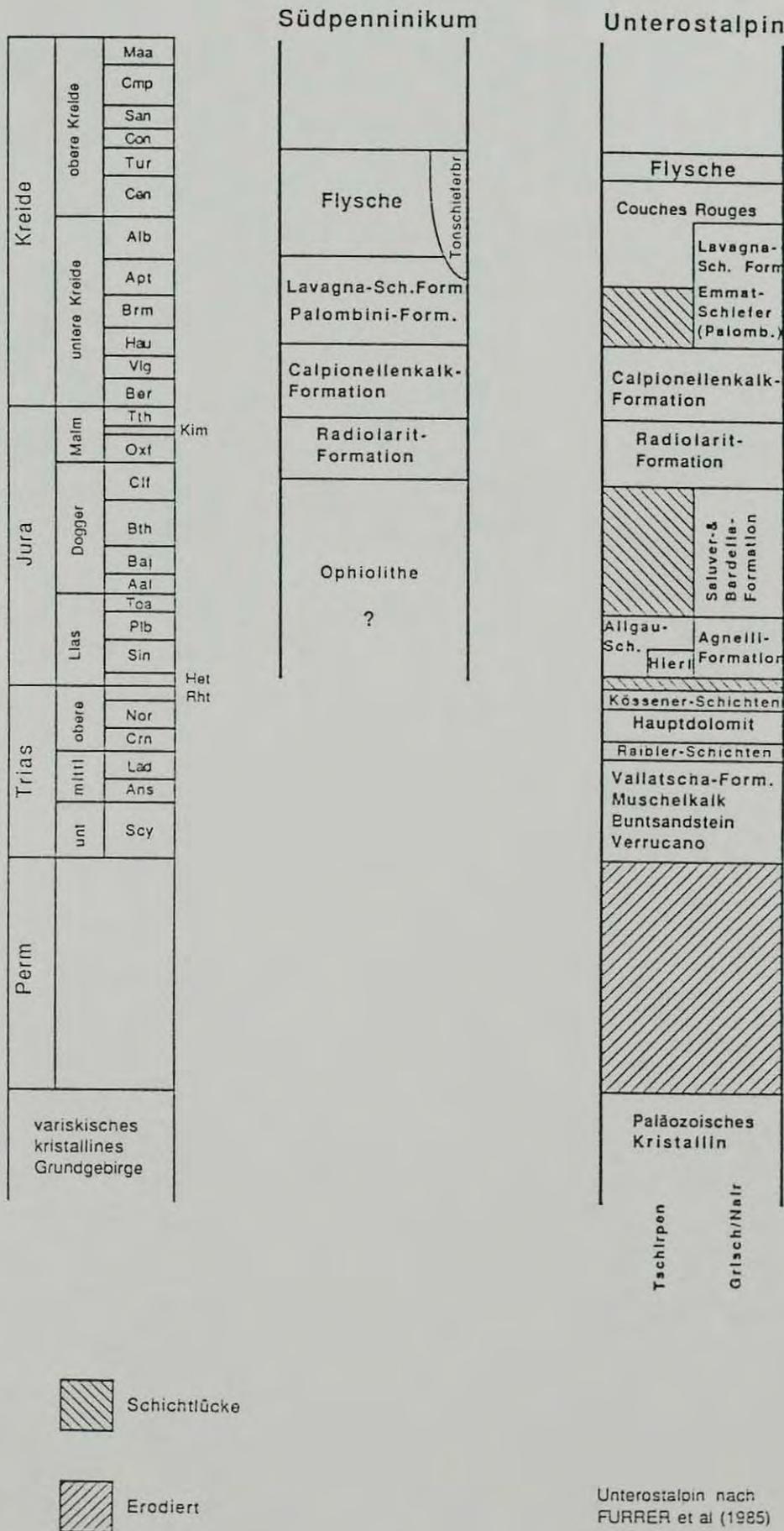


Fig. 2: Lithostratigraphie des Südpenninikums und des Unterostalpins.

Es fällt auf, dass die Radiolarite dort, wo sie dickbankig und arm an Tonschiefer-Zwischenlagen sind, extrem stark, teilweise isoklinal verfaltet sind. In anderen Aufschlüssen hingegen, wo die Zwischenlagen mächtiger sind, kann häufig eine Glattschieferung (slaty cleavage) beobachtet werden.

Im Totalp-Gebiet bei Davos ist eine verkehrtliegende Serie aus serpentinierten Lherzoliten, Ophicalciten und Radiolariten erhalten (WEISSERT & BERNOULLI, 1985). Am Hörnligrat und am Grat zwischen dem Urdenfürggli und dem Parpaner Schwarzhorn bei Arosa sind ebenfalls überkippte Serien mit Ophicalciten, Radiolariten und Calpionellenkalken aufgeschlossen. Am Grat nördlich Verborgene Wäng westlich von Arosa findet man Pillow Basalte, die mit Calpionellenkalken in sedimentärem Kontakt stehen. In der Platta Decke sind in der Val Savriez, bei Fallota (Alp Flix) und bei Crap Farreras (Savognin) Kontakte zwischen Metavulkaniten und Sedimenten aufgeschlossen (WEISSERT & BERNOULLI, 1985). Auch am Monte del Forno kann ein stratigraphischer Kontakt zwischen den Radiolariten und den Ophioliten beobachtet werden. (PERETTI, 1985).

Gut aufgeschlossene Radiolarit-Profile, die jedoch nicht in stratigraphischem Verband mit Ophiolithen sind, können am Grat N Verborgene Wäng bei Arosa studiert werden und sind von GRUNAU (1947) und GREEN (1982) eingehend besprochen worden. Weitere mächtige Radiolaritvorkommen findet man am Grat zwischen dem Urdenfürggli und dem Parpaner Schwarzhorn, wo die verwitterungsresistenten Radiolarite morphologisch deutlich hervortretende Zähne bilden. (vgl. Profil 27).

In einzelnen Tonschiefer-Zwischenlagen in den Radiolariten ist ophiolithisches Material erhalten (GEES, 1954). WEISSERT & BERNOULLI (1985) berichten von bis zu mehrere Meter mächtigen Einschaltungen von Ophiolith-Breccien und ophiolithischen Sandsteinen, wie sie auch von BLÄUER (1983) erwähnt werden.

WEISSERT & BERNOULLI (1985) vermuten, dass aufgrund der unterschiedlichen Mächtigkeiten und wegen des Auftretens von grobklastischen Serpentin-Resedimenten zur Zeit der Radiolaritsedimentation im Sedimentationsbecken beträchtliche Reliefunterschiede geherrscht haben. Was die Ablagerungstiefe und das Einsetzen der Sedimentation der Radiolarite betrifft, sind jedoch einige Fragen offen. Nach BAUMGARTNER (1984) setzte die Radiolaritsedimentation je nach palaeogeographischem Raum zwischen mittlerem und oberem Callovian und oberem Oxfordian ein und dauerte bis mindestens ins Kimmeridgian.

3.2.3. Calpionellenkalk-Formation

Die Radiolarit-Formation wird von der Calpionellenkalk-Formation überlagert, welche

im Gebiet von Arosa mit über 20m und am Rätchenjoch mit knapp 30m die grössten Mächtigkeiten erreicht.

Diese Formation besteht aus hellgrauen, zum Teil leicht bläulichen oder graugrünen, meist dünnbankigen, mikritischen Kalken. Oft ist innerhalb der einzelnen Kalkbänke eine deutliche Parallellaminierung entwickelt, welche durch dünne Lagen akzentuiert wird, die mit Quarz und Serizit angereichert sind. Ähnlich wie bei den Radiolariten sind zwischen den Kalkbänken dünne, maximal bis 1cm mächtige Ton-Kalk-Schieferlagen, an der Basis der Serie auch kieselige Schiefer eingeschaltet. In mächtigeren Aufschlüssen ist oft eine intensive, teilweise isoklinale Verfaltung, oder auch eine Glattschieferung zu beobachten.

Zwischen den Radiolariten und den Calpionellenkalken ist der stratigraphische Kontakt oft erhalten. Der Wechsel erfolgt über einen bis zu 1m mächtigen Übergangsbereich, der durch eine Zunahme von meist roten bis violetten, kieseligen Mergel- und Tonschiefer-Zwischenlagen charakterisiert ist.

Der basale Abschnitt der Calpionellenkalke wurde von WEISSERT (1975) im Gebiet der Casanna, in der südpenninischen Gotschagrät-Schuppe mit Hilfe von *Calpionella alpina*, sowie *Tintinopsella carpatica* und *Tintinopsella longa* als Berriasian datiert.

Die Grenze zur darüberfolgenden Palombini-Formation ist in unserem Arbeitsgebiet nur selten erhalten und nicht datiert. Falls für die Palombini-Formation wie im Ligurischen Apennin ein maximales Alter von Hauterivian (DECANDIA & ELTER, 1975) angenommen wird, sollten die Calpionellenkalke die Zeitspanne vom oberen Tithonian oder Berriasian bis ins Hauterivian einnehmen.

3.2.4. Palombini-Formation

Die Alternanz von dunklen, kieseligen Tonschiefern und Phylliten mit grauen, kieseligen, mikritischen Kalken wird in der Arosa-Zone in Anlehnung an ähnliche Sedimente im Ligurischen Apennin als **Palombini-Formation** (Formazione delle Argille a Palombini; DECANDIA & ELTER; 1972) bezeichnet (Fig. 3).

Unter dem Namen **Emmat-Schiefer** wird dieselbe Lithologie aus der unterostalpinen Samadener-Zone beschrieben (NOLD, 1972; FINGER, 1978) und entspricht etwa den **Roccabella-Schiefern 2** der Scalotta Klippe über der Platta Decke (DIETRICH, 1970).

Die Palombini-Formation ist in der Arosa-Zone von Mittelbünden weit verbreitet, meist ist sie jedoch nicht in grosser Mächtigkeit erhalten.

Lithologie

Die Palombini-Formation besteht aus hellgrauen, grünlichgrauen, bis fast schwarzen, meist kalkfreien Tonschiefern mit Linsen von hellgrauen bis blaugrauen mikritischen

Kalken. Meist sind die Kalke massig und die Bankmächtigkeit schwankt zwischen 10cm und über 1m. Die Anwitterungsfarbe der Kalke ist rotbraun, blaugrau oder gelblich. Stellenweise kann eine feine Lamination beobachtet werden. Auffällig ist eine bis zu 5cm dicke, dunkelblaue bis schwarze, seltener dunkelbraune SiO_2 -reiche Zone, welche die Basis und die Oberfläche der einzelnen Kalkbänke bildet.

Die Schiefer-Zwischenlagen bestehen aus hell- bis dunkelgrauen, teilweise fast schwarzen, kieseligen Tonschiefern bis Phylliten. Untergeordnet treten grünbraun bis graugrün anwitternde mittelgraue Schiefer auf. Meist sind die Schiefer völlig kalkfrei, nur selten sind hell- bis dunkelgraue kalkige Schiefer eingeschaltet. Die Mächtigkeit der Schiefer- Zwischenlagen liegt zwischen 5 und ca 40cm. Gegen das Hangende der Formation nimmt die Häufigkeit und die Mächtigkeit dieser Schiefer zu.

Dünnschliff:

Unter dem Mikroskop beobachtet man eine oft laminierte kieselig-calcitische Matrix. Sie enthält vereinzelt schlecht erhaltene, calcitgefüllte Radiolarien und geringe Mengen von kleinen detritischen Quarzen. In grösseren Calcit-zementierten Klüften treten vereinzelt authigene Plagioklase auf. In den verkieselten Randpartien ist neben dem Radiolarien enthaltenden Mikrit meist krypto-, seltener mikrokristalliner Quarz angereichert.

Terrigene Einschaltungen:

Charakteristisch für diese Einheit sind Einschaltungen von dünnen Sandsteinbänken, welche bevorzugt in den stratigraphisch höheren Partien der Palombini-Formation vorkommen. Es handelt sich dabei um 5-20cm mächtige, meist isolierte Linsen von Kalkareniten, welche Chromit enthalten und praktisch ausschliesslich aus gut gerundeten Dolomikritkomponenten bestehen. Diese sind mit den detritischen Quarzen und Plagioklasen in eine Fe-Calcit-Matrix eingebettet (vgl Kapitel 4).

Einschaltungen von dunklen Hornsteinlagen:

In die obersten Abschnitte der Formation sind in unregelmässiger Folge dünne, 1-10cm mächtige Hornsteinlagen eingelagert. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz und etwas Chlorit.

Mächtigkeit:

Die Mächtigkeit der gesamten Palombini-Formation in der Arosa-Zone kann meist nicht genau angegeben werden. Während die Grenze zu den darunterliegenden Calpionellenkalken teilweise erhalten ist, ist der Kontakt zu den stratigraphisch darüberfolgenden Lavagna-Schiefern praktisch immer tektonischer Natur. Am Hörnligrat in Arosa ist der Uebergang einigermaßen erhalten, sodass für die Palombini-Formation eine Mächtigkeit von ca 80m geschätzt werden kann.

Alter:

Im Ligurischen Apennin umfasst die "Formazione delle Argille a Palombini" die Zeitspanne vom Hauterivian bis ins Albian, wobei die untere Grenze variabel ist. Die Obergrenze ist durch eine Hedbergellen- und fragliche Ticinellen-Fauna des Aptian bis unteren Albian bestimmt, reicht aber möglicherweise bis ins Cenomanian (DECANDIA & ELTER, 1972).

Ablagerungsmilieu:

Der Übergang von reinen Kalken (Calpionellenkalken) zu einer Wechsellagerung von Kalken und schwarzen Schieferen deutet auf eine Änderung in den Tiefenwasserbedingungen hin. Nach WEISSERT & BERNOULLI (1985) wurden diese schwarzen Schiefer in Sauerstoff-armen Bodenwässern nahe oder unter der damaligen CCD abgelagert.

3.2.5. Lavagna-Schiefer-Formation

Über der Palombini-Formation folgen im Südpenninikum schwarze bis dunkelgraue kieselige Schiefer, welche ebenfalls in Analogie zu äquivalenten Sedimenten aus dem Ligurischen Apennin als **Lavagna-Schiefer-Formation** (Formazione degli Scisti di Val Lavagna: DECANDIA & ELTER; 1972) bezeichnet werden.

Lithologie:

Die Lavagna-Schiefer werden meist durch schwarze, seltener dunkelgraue, kieselige Tonschiefer, an gewissen Stellen auch durch schwarze Phyllite gebildet. Sie führen Einlagerungen von blaugrau anwitternden, dunkelgrauen Hornsteinen, welche von vielen Calcitadern durchsetzt sind. Seltener sind bis zu 10cm dicke, lateral beidseitig auskeilende Linsen von grauen, teilweise gradierten turbiditischen Sandsteinen eingeschaltet (Fig 4).

Die interne Deformation in den Lavagna Schieferen ist beträchtlich. Die ausgeprägte Schieferung führt dazu, dass das Gestein in mm dünne Scherben zerfällt. Die Schieferung liegt in der Regel diskordant zu der schwer erkennbaren Schichtung.

Mächtigkeit:

Durch die starke tektonische Überprägung dieser inkompetenten Schiefer ist es meist unmöglich, die Mächtigkeit abzuschätzen. Das Maximum wird wie bei der Palombini-Formation wiederum am Hörnligrat bei Arosa mit ca 20m erreicht.

Die Grenze zur Palombini-Formation im Liegenden ist in einigen Aufschlüssen erhalten (vgl. Profile, Anhang A), der Übergang zu den darüberfolgenden terrigenen Sedimenten hingegen ist überall tektonisch überprägt.

Alter:

Im Ligurischen Apennin wird der Sedimentation der Lavagna-Schiefer durch indirekte



Fig. 3 Palombini-Formation:
 dickbankige, graue, kieselige Kalke in dunklen, kieseligen Tonschiefern und Phylliten.
 Hörnligrat: Profil 18, Abschnitt 9

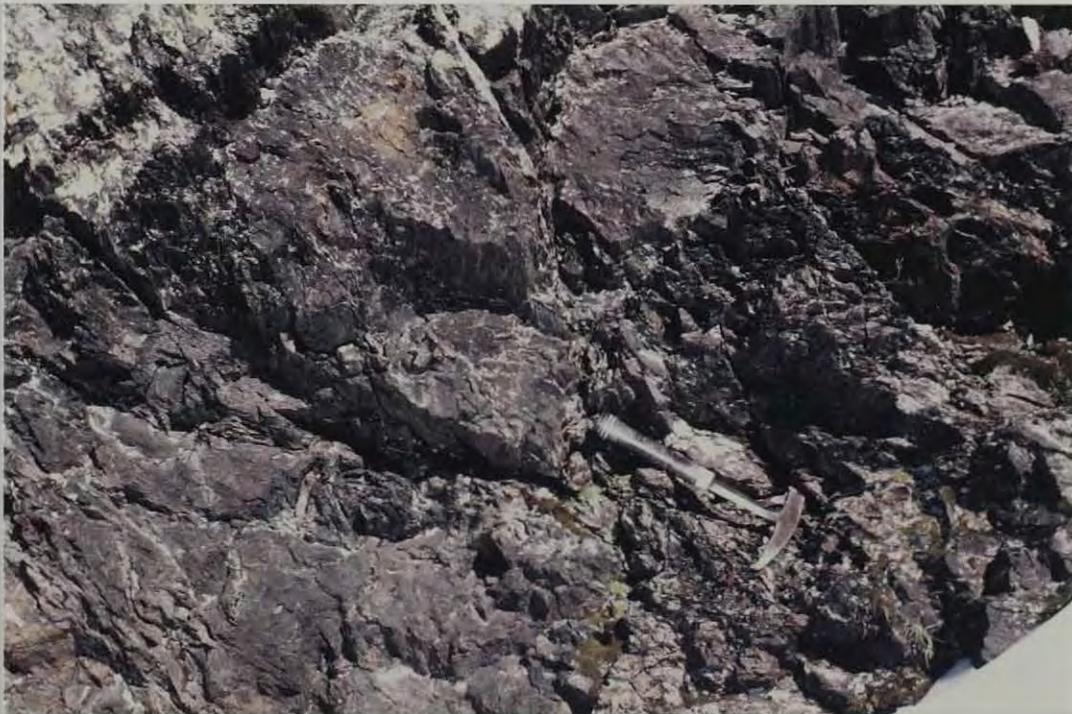


Fig. 4 Lavagna-Schiefer-Formation:
 dunkelgraue bis schwarze kieselige Tonschiefer und Phyllite mit Einschaltungen
 von Hornsteinen und vereinzelt Linsen von Sandsteinen.
 Hörnligrat: Profil 18, Abschnitt 6

Datierung die Zeitspanne zwischen Albian und einem Teil, oder möglicherweise der gesamten Oberkreide zugeordnet. Da die Flyschsedimentation in Teilen des südpenninisch-unterostalpinen Kontinentalrandbereiches schon im Albian einzusetzen scheint (Platta-Decke: DIETRICH, 1970), und weil auch in der Arosa-Zone die ältesten Flysche wahrscheinlich zu Beginn der Oberkreide abgelagert wurden, scheint die Sedimentationsdauer der Lavagna-Schiefer auf die oberste Unterkreide (Albian) beschränkt zu sein. Dies würde auch mit dem im oberen Aptian und unteren Albian weltweit zu beobachtenden Auftreten von anoxischen Sedimenten übereinstimmen.

3.2.6. Tonschieferbreccien-Formation (Mandelschiefer)

Die graubraun und grau herauswitternden polygenen, sedimentären Breccien wurden schon von SEIDLITZ (1906) aus verschiedenen Lokalitäten im östlichen Rätikon sowie vom Rätschenjoch beschrieben und als "Mandelschiefer" bezeichnet. Besonderes Merkmal dieser Breccie sind die meist stark elongierten Kalkkomponenten (Fig. 5). Diese sind in eine Tonschiefermatrix eingelagert, welche oft ausgeprägte "soft-sediment"-Strukturen zeigt.

Lithologie:

In der hell bis dunkelgrauen, selten grünlichen, homogenen, zum Teil kalkigen Tonschiefer-Matrix sind unterschiedlich grosse, meist stark gelängte Kalkkomponenten eingebettet. Diese elongierten Kalke sind in der Regel an den Enden zugespitzt und erhalten dadurch nach SEIDLITZ (1906) ein mandelförmiges Aussehen ("Mandelschiefer"). Neben diesen Kalken findet man untergeordnet grüne Radiolarit- und Ophicalcitkomponenten. Selten sind auch gradierte Sandsteine (gelb anwitternde, dolomitreiche Sandsteine, ophiolithische Sandsteine, grüne quarzitisches Sandsteine), rötlich anwitternde, hellgraue, mikritische Kalke und Palombini-ähnliche Kalke, sowie Kristallinkomponenten enthalten.

Die Grösse der Komponenten variiert von weniger als 1mm bis zu über 50cm, wobei der Hauptteil zwischen 0,5 und 10mm Durchmesser misst.

Stellenweise sind zwischen die Breccie deformierte, dunkle Schieferlagen eingeschaltet, welche dieselben Komponenten wie die massiven Breccien enthalten.

Dünnschliff:

Die feinkörnige, pelitische Matrix zeigt meist ein stark ausgebildetes Planargefüge. Möglicherweise wurde sie durch eine retrograde Umwandlung von ehemaligen Klasten (v.a. Feldspäte) in Hellglimmer gebildet. Oft können auch syntektonische Adern beobachtet werden, welche mit Calcit- und Dolomitcement gefüllt sind. An Calciten ist stellenweise eine beginnende Korngrenzenwanderung zu beobachten. Besonders

glimmerreiche Partien wurden zu einem späteren Zeitpunkt gekinkt (engl.: kinked). Die Bedingungen, welche zur Bildung dieser Strukturen notwendig waren, liegen im duktil-spröden Grenzbereich der unteren Grünschiefer-Fazies, was durch das Verhalten des Calcites (Korngrenzenwandern) und die retrograde Umwandlung von Feldspäten in feinkörnige Hellglimmer angezeigt wird (mündl. Mitteilung M. HANDY). Bei den Komponenten handelt es sich zum Grossteil um hellgraue, feinkörnige Mikrite. Diese enthalten wie die Matrix ebenfalls detritische Quarze und Plagioklase in sehr unterschiedlichen Mengen. Die Mikrite können am ehesten mit der Calpionellenkalk-Formation und/oder der Palombini-Formation korreliert werden.



Fig. 5: Tonschieferbreccie:
bis zu über 50cm grosse, teilweise elongierte Linsen von Calpionellenkalken und z.T Palombini-ähnlichen Kalken schwimmen in einer Tonschiefermatrix.
Rätschenjoch: Profil 4, Abschnitt 8

Vorkommen

Neben dem ca 7m mächtigen Aufschluss am Rätschenjoch (HÄFNER, 1924; Profil 4 im Anhang) und den verschiedenen Vorkommen im Tilisunagebiet, welche schon von SEIDLITZ (1906) beschrieben wurden, findet man diese Breccie vor allem in der Gegend von Arosa an folgenden Lokalitäten: Urdenfürggli (Profil 27), Weg Hörnlhütte-Urdenfürggli (Anhang B. 5.), Oberberg, Grat nördlich Tschirpen (Profil 18).

In all diesen Aufschlüssen sind jedoch nur isolierte Blöcke der Tonschieferbreccie anstehend.

Alter:

In der Matrix und in den Komponenten findet man vereinzelt, schlecht erhaltene Bryozoen, benthonische Foraminiferen (Milioliden, Textularien), Calpionellen und vor allem Radiolarien. SEIDLITZ (1906) beschreibt auch *Calpionella alpina* und *Orbitulina lenticularis*. Durch das Auffinden von Orbitolinen ergibt sich für die Tonschieferbreccien ein Maximalalter von oberster Unterkreide (Aptian-Albian). Da am Rätchenjoch (Profil 4) in den Mandelschiefern ein Block von Urden-Flysch (PI 451) gefunden wurde, muss angenommen werden, dass solche Breccien bis in die Oberkreide gebildet wurden. Das Vorhandensein von Flyschsandsteinen sowie vereinzelt Chromite in der Matrix deuten zudem darauf hin, dass diese Breccien während der Subduktions/Obduktionsphase von ozeanischen Serien beliefert wurden. Das untergeordnete Auftreten von Kristallinkomponenten und unterostalpinen Präriftsedimenten zeigt jedoch an, dass auch Kontinentalrand-Serien im Liefergebiet anstehend waren.

3.2.7. Flysch-Serien

In der obersten Unterkreide treten im südpenninischen Faziesraum die ersten terrigenen Sedimente in Form von Sandsteinschüttungen in der Palombini-Formation auf. Erste Flysche wurden in der Platta-Decke im Albian abgelagert (DIETRICH, 1970). In der Arosa-Zone dürfte die Hauptmasse der Flysche der Oberkreide angehören.

Ausführliche petrographische, fazielle und genetische Beschreibungen dieser Flysche folgen in Kapitel 4 (Sedimentpetrographie), Kapitel 5 (Biostratigraphie) und Kapitel 7 (Faziestypen).

3.2.8. Zusammenfassung

Heute zerstückelte jurassische Ophiolithe bildeten ursprünglich die Unterlage der oberjurassischen und unterkretazischen pelagischen Sedimente des Südpenninikums. In direktem Kontakt mit der ozeanischen Kruste findet man Radiolarite und Calpionellenkalke des mittleren? und oberen Juras und der unteren Unterkreide. In der oberen Unterkreide bilden dunkle Schiefer, alternierend mit pelagischen Kalken (Palombini-Formation) und dunkle, kieselige Schiefer (Lavagna-Schiefer) den Abschluss der pelagischen Sedimentation im südpenninischen Faziesraum. Diese kalkarmen bis kalkfreien Sedimente deuten auf anoxische Bedingungen unter beschränkter Bodenwasser Zirkulation in

abgeschlossenen Ozeanbecken hin (WEISSERT et al., 1985).

Detritische Sedimente, welche ab der mittleren und während der oberen Kreide abgelagert wurden, dokumentieren den Übergang von passiver zu aktiver Kontinentalrand-Entwicklung und damit den Beginn der Kreideorogenese.

3.3. Schichtreihe des Unterostalpins

3.3.1. Palaeozoikum

Die unterostalpine Serie beginnt in der Arosa-Zone mit verschiedenen Elementen des palaeozoischen kristallinen Grundgebirges. Dieses Kristallin ist meist in Form von kleineren Linsen und grösseren Blöcken in die stark tektonisierte Abfolge der Arosa-Zone eingeschuppt.

Nach GRUNAU (1947) lassen sich in der Region Arosa drei verschiedene Lithologien unterscheiden: Chlorit-Serizit-Quarzite, Chlorit-Serizit- Gneise und Feldspat-reiche Chlorit-Serizit-Schiefer.

Diese 3 Typen werden von CADISCH (1921) und GRUNAU (1947) unter dem Begriff **Casanna-Schiefer** zusammengefasst, und mit dem Kristallin aus den eigentlichen unterostalpinen Decken im Bernina Gebiet (STAUB, 1915) verglichen. Im Gebiet des Weissorns bei Arosa können die Kristallinschuppen eine Mächtigkeit von über 60m erreichen. Am Plattenhorn bei Arosa durchschlagen Pegmatite stellenweise diese Casanna-Schiefer.

CADISCH (1921), STRECKEISEN (1948) und GEES (1954) beschreiben aus der Arosa-Zone in Mittelbünden noch andere Kristallintypen:

Zweiglimmer-Gneis, Pagioklas-Biotit Gneis (Altkristallin aus der Davoser Dorfberg-Schuppe) Gabbros, Hornfelse, Augengneise, Pegmatite und diverse Granite.

Im Rätikon bilden neben Dioriten und Amphiboliten (Schwarzhorn) vor allem Gneise und Glimmerschiefer, wie sie beispielsweise vom Bilkengrat bekannt sind, die kontinentalen Kristallin-Schuppen innerhalb der Arosa-Zone. An wenigen Stellen findet man isolierte Blöcke von Kristallinbreccien, so nordöstlich von Verborgene Wäng bei Arosa (siehe auch CADISCH, 1921, GRUNAU, 1947), sowie bei Gotschnaboden oberhalb von Klosters. Diese Breccien enthalten bis zu über 20cm grosse Komponenten von Chlorit-Serizit-Schiefern, Gneisen (vor allem Muskowit-Gneisen), Graniten, sowie vereinzelt Amphiboliten und werden durch eine Vielzahl von Calcit- und Quarzklüften durchschlagen. Sedimentäre Komponenten konnten keine gefunden werden.

Nach CADISCH (1921) und GRUNAU (1947) sind bei Maran und an der Weissfluh

kleine Vorkommen von Konglomeraten mit dunkelroten Quarzporphyrkomponenten aufgeschlossen, welche dem permischen Verrucano zugeordnet werden können.

3.3.2. Trias

Merkwürdigerweise sind aus der Arosa-Zone keine Untertrias-Sedimente und praktisch keine Raibler-Schichten beschrieben worden. Wahrscheinlich gehören jedoch die in verschiedenen Aufschlüssen erhaltenen Rauhwacken, wie sie auch von CADISCH (1921), GEES (1954) und Weissert (1974, 1975) beschrieben wurden in die Raibler Schichten. Der **Hauptdolomit** ist in der Arosa-Zone das auffälligste und am weitesten verbreitete triadische unterostalpine Element. Ein Teil der als Hauptdolomit beschriebenen Dolomite dürfte jedoch älter sein. Die gelblichweissen bis dunkelgrauen, undeutlich gebankten, meist massigen Dolomite wittern im Feld rauh an, und haben dadurch oft ein sandiges Aussehen. Eine Unterscheidung zwischen den in die Arosa-Zone integrierten Hauptdolomit-Schollen und denjenigen der angrenzenden unterostalpinen? Decken (Aroser Dolomiten, Tschirpen Decke, Casanna-Grüenhorn Komplex) ist nicht möglich.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites erreicht am Weisshorn bei Arosa mit ca 150m ein Maximum (GRUNAU, 1947). In der Weissfluhregion bei Davos sind noch knapp 100m Hauptdolomit erhalten. An der Weissfluh bei Davos geht der Hauptdolomit in eine Breccie über, welche vorwiegend aus Hauptdolomit-Komponenten besteht (Weissfluh-Serie, vgl Kapitel 4.5).

Die **rhätischen Plattenkalke** und **Kössener-Schichten** können in kleinen Vorkommen am Aroser Weisshorn GRUNAU (1947), sowie in den Casanna-Grüenhorn Schuppen bei Klosters (WEISSERT, 1975) gefunden werden. Bei den Kössener Schichten handelt es sich um stark tektonisierte, dünne Linsen von mergeligen Schiefen und Kalkareniten, die auch in einem tektonischen Melange (am Grat nördlich des Tschirpen, wenige m südlich der Skiliftstation auf dem Hörnligrat; vgl Profil 18 im Anhang) enthalten sind.

GREEN (1982) vergleicht ein isoliertes Vorkommen von dunkelgrauen bis schwarzen Dolomiten vom Grat nördlich Tschirpen mit dem Wetterstein Dolomit aus der Err Decke (STÖCKLIN, 1949) und der mit der Platta-Decke verschuppten Trias (DIETRICH, 1970).

Aus demselben Aufschluss beschreibt GREEN (1982) hellgraue bis gelbbraune, brecciierte Dolomite, welche an der Basis dunkelgraue, kieselige Lagen enthalten. Diese Dolomite werden mit den carnischen Raibler Dolomiten aus der Err- und der Platta-Decke korreliert.

3.3.3. Unterer und mittlerer Jura

Aus der Casanna Region werden von WEISSERT (1975) rote und cremefarbene, spätige **Hierlatzkalke** als Sedimente des unterostalpinen Lias beschrieben. Diese Kalke sind mit Breccien assoziiert, welche von WEISSERT (1975) als **Alv-Breccien** (SCHÜPBACH, 1969) bezeichnet werden.

Im unterostalpinen Faziesraum gehen teils aus den Hierlatz-Kalken, teils direkt aus den rhätischen Kössener-Schichten die **Allgäu-Schichten** hervor (WEISSERT, 1975). Diese Fleckenkalke, Kieselkalke, Spatkalke und Sandkalke sind in der Arosa-Zone relativ häufig (Weissfluh Region). Früher wurden die Allgäu Schichten als Streifenschiefer bezeichnet (THEOBALD, 1864; CADISCH, 1921), was daher rührte, dass die monotonen Kalke unregelmässig von mergeligen Schiefen durchsetzt sind. Dies verleiht dem Gestein ein streifiges Aussehen. Die Allgäu Schichten sind an der Casanna (WEISSERT, 1975) sowie an der Weissfluh und vor allem am Haupterhorn bei Davos in grösserer Mächtigkeit, d.h. bis zu 25m und mehr aufgeschlossen.

Im ostalpinen Faziesraum deuten starke Mächtigkeitsunterschiede und weitverbreitete "mass-flow"-Sedimente in den Allgäu-Schichten auf eine aktive Dehnungstektonik während des unteren Juras hin (EBERLI, 1987).

Der mittlere Jura ist im unterostalpinen Faziesraum auch durch verschiedene terrigene Breccien und turbiditische Sandstein-Serien charakterisiert (Padella-, Saluver-, Bardella-Formation; FINGER, 1978). Äquivalente Synrift-Sedimente kommen auch in der Arosa-Zone s.l. vor (vgl Kapitel 4.5 und 9), und zeigen, dass auch im Bereich des distalen Kontinentalrandes während des unteren und mittleren Juras ein markantes Relief ausgebildet war.

3.3.4. Oberer Jura und Kreide

Die oberjurassischen und unterkretazischen, unterostalpinen **Radiolarit-** und **Calpionellenkalk-Formationen** sind mit den zeitgleichen Serien des Südpenninikums zu vergleichen. Diese pelagischen Sedimente wurden vermutlich in grosser Wassertiefe abgelagert und deuten auf ein allgemeines Absinken des distalen unterostalpinen Kontinentalrandes hin. Die aus der mediterranen Tethys bekannte Palombini-Formation wird im Unterostalpin mit dem Namen **Emmat-Schiefer** (FINGER, 1978) bezeichnet, und weist auch hier auf anoxische Bedingungen während der unteren Kreide hin.

Die Mittel- und die untere Oberkreide (bis Turonian) wird durch **Couches Rouges** ähnliche Mergel und feinkörnige Turbidite repräsentiert (ROESLI, 1944; FINGER, 1978). Der Übergang von distensiven zu kompressiven Bewegungen im südpenninisch-unterostalpinen Grenzraum wird damit auch im Unterostalpin durch

Flyschablagerungen angezeigt (vgl Kapitel 9).

3.3.5. Maraner-Breccie

Die Radiolaritbreccie von Maran bei Arosa wurden im letzten Jahrhundert von STEINMANN (1895, 1897) erstmals beschrieben.

Lithologie

Die Maraner-Breccie besteht aus meist eckigen, selten kantengerundeten Klasten von Dolomiten, roten Radiolariten, Glimmerschiefern, Muskowit-Albit-Gneisen, weich deformierten roten und grünen Tonschiefern, Quarziten, sowie Lias-Kalken. Die Grösse der Komponenten schwankt zwischen 1cm und über 50cm. Die Matrix wird durch rote Tonschiefer gebildet, welche stellenweise viele Radiolarien enthalten und partiell stark verkieselt sind (Fig 6).

Die Zusammensetzung variiert im Klein- und Grossbereich. Einzelne Partien sind stark von Dolomiten und roten Schiefern dominiert, während andere sehr viele Kristallinkomponenten enthalten. In gewissen Aufschlüssen scheint eine Schichtung erhalten zu sein, wobei es oft schwierig ist, diese von Kompaktionserscheinungen zu unterscheiden.



Fig. 6: Maraner Breccie:
Varietät der Maraner Breccie, welche hauptsächlich aus Dolomit-Komponenten besteht, daneben aber auch Kristallin-Komponenten enthält.

Vorkommen

Die bekannten Aufschlüsse befinden sich in der Umgebung des Maraner Berglis (Hauptichopf) und am Brüggerhorn (STEINMANN, 1895, ROESLI, 1944). Daneben beschreibt GREEN (1982) vom Plattenhorn eine ähnliche Breccie, welche jedoch keine Radiolarite als Komponenten enthält. Diese Breccie ist nach unserer Meinung nicht mit der Maraner-Breccie äquivalent, da sie praktisch ausschliesslich aus relativ gut gerundeten Dolomitgeröllen besteht. Viel eher scheint diese Breccie mit der Weissfluh-Serie bei Davos vergleichbar (vgl. Kapitel 4.5.).

Im weiteren kann die Maraner-Breccie in Form von isolierten Blöcken am Urden Augstberg und am Hörnligrat über dem Urdensee gefunden werden.

Genese

In den älteren Arbeiten wurden zwei verschiedene Möglichkeiten der Entstehung dieser Breccie vorgeschlagen:

STEINMANN (1895, 1898, 1925) der als erster die Maraner-Breccie beschrieb, sowie ARBENZ (1926) nahmen an, dass sie tektonisch gebildet wurde. STEINMANN glaubte, dass es sich bei den Radiolariten und den Aptychenkalken um Tiefseesedimente handelt. Da grobklastische Serien in diesem Ablagerungsraum nach den damaligen Vorstellungen nicht möglich waren, plädierte er für eine tektonische Entstehung der Maraner-Breccie. HOEK (1903) sowie CADISCH (1921) vermuteten, dass es sich um eine basale jurassische Transgressionsbreccie handelt, welche der Radiolarit-Formation zeitlich äquivalent ist. Diese gegenteilige Ansicht CADISCH'S (1921) basierte auf der Beobachtung, dass Radiolarite auch als Grundmasse und nicht nur als Komponenten enthalten sind.

Später diskutierten verschiedene Autoren das Problem der Entstehung der Maraner-Breccie erneut. ROESLI (1944) glaubte an eine sedimentäre Bildung, da in gewissen Aufschlüssen der Maraner-Breccie sedimentäre Strukturen erhalten sind. Er stellte jedoch eine nachträgliche tektonische Überprägung nicht in Abrede. GRUNAU (1947) kam zum Schluss, dass die Bildung der Maraner Breccie nach der Radiolaritsedimentation an der Jura-Kreide Grenze eingesetzt habe und bis in die mittlere, eventuell in die obere Kreide andauerte. Wegen der schlechten Rundung und wegen des Vorkommens von verkieseltem Holz schloss GRUNAU auf eine geringe Ablagerungstiefe dieser Breccie.

In den letzten Jahren wurden von GRUNER (1981) und GREEN (1982) verschiedene Ergänzungen in Bezug auf die Entstehung und das Alter der Maraner-Breccie angebracht, welche die neuesten Erkenntnisse über die Entwicklung von Tiefseebecken und Ozeanböden berücksichtigen. GRUNER (1981) deutete die

Maraner-Breccie als grain-flow bis debris-flow-Ablagerung und verglich sie mit anderen Breccien, die in die Radiolarit-Formation eingelagert sind. GREEN (1982) nahm an, dass die Breccie entlang von Bruchstufen in lokale Becken geschüttet wurde.

Die Vorherrschaft von Dolomit- bzw. Kristallinkomponenten und das Fehlen von ophiolithischen Klasten lassen die Annahme zu, dass es sich bei der Maraner-Breccie um eine am unterostalpinen Kontinentalrand entstandene Hangbreccie handelt. Dabei dienten die im mittleren Jura während der Rifting-Phase entstandenen lokalen Becken als Senken für die Ablagerung der klastischen Serien aus den angrenzenden Hochzonen. Diese Vermutung wird durch das Auftreten von reinen Dolomitbreccien (Weissfluhserie) in unmittelbarer Nähe der Maraner-Breccie, beispielsweise am Maraner Bergli bestärkt.

Alter

Biostratigraphische Hinweise konnten bis heute nicht gefunden werden, doch gehen wir wegen der lithologischen Analogien mit den neueren Autoren einig, die Maraner-Breccie als zeitlich mehr oder weniger äquivalent zur Radiolarit-Formation in den oberen Jura einzuordnen.

3.3.6. Zusammenfassung

Die triadische Präriftphase ist hauptsächlich durch mächtige Plattform-Karbonate (v.a. Hauptdolomit) charakterisiert. Synsedimentäre tektonische Bewegungen ab dem oberen Norian und während des Rhaetians leiteten die jurassische Dehnungstektonik ein (FINGER, 1978). Während der Synrift-Phase im unteren und vor allem im mittleren Jura wurden im unterostalpinen Faziesraum in lokalen Becken mächtige Breccien- und Sandstein-Serien (Padella-Breccie, Bardella-Breccie, Saluver-Breccie, Weissfluh-Serie) abgelagert. Zur Zeit des oberen Jura dominierte im gesamten Unterostalpin eine pelagische Sedimentation mit der Bildung von Radiolariten und Calpionellenkalken. Die anoxischen Bedingungen, welche zeitweise in der Unterkreide herrschten, sind durch das Auftreten der Emmat Schiefer dokumentiert. Teilweise schon im Aptian-Albian vor allem aber im Cenomanian wurden Couches Rouges abgelagert, welche im Turonian von geringmächtigen Flyschen überlagert wurden.

4. Sedimentpetrographie

4.1. Allgemeines

Die Flysche der Arosa-Zone sind meist monotone Sandstein-Serien und die einzelnen Aufschlüsse sind nur in seltenen Fällen (Hörnli-Flysch, Verspala-Flysch) im Feld makroskopisch eindeutig korrelierbar. Deshalb haben wir zur Korrelation petrographische Signaturen verwendet, um die verschiedenen Flyschtypen zu gruppieren.

Zu diesem Zweck wurden in den Flysch-Sandsteinen und jurassischen turbiditischen Sandsteinen aus der Arosa-Zone die **Schwermineralien**, **Leichtmineralien** und **Gesteinsbruchstücke** qualitativ und quantitativ untersucht. Daneben wurden auch quantitative Komponentenbestimmungen von **Konglomeraten** und **Breccien** durchgeführt. Einige **Pelite**, welche mit den klastischen Sedimenten assoziiert sind, wurden **tonmineralogisch** analysiert. Beobachtungen von **diagenetischen Veränderungen** in den Sandsteinen, soweit sie mit Hilfe von Dünnschliffbeobachtungen gemacht werden können, ergänzen die vorliegenden sedimentpetrographischen Untersuchungen.

Anhand der petrographischen Daten und mit Hilfe von Feldkriterien wird in erster Linie versucht, eine **Gruppierung** der verschiedenen Flysche und übrigen turbiditischen Sandsteine vorzunehmen. In zweiter Linie sollen Rückschlüsse auf die **petrographische Zusammensetzung der Liefergebiete** gemacht werden.

Der weitaus grösste Teil der Proben stammt aus den im Anhang A ausführlich beschriebenen lithologischen Profilen. Einzelne Handstücke wurden in verschiedenen isolierten Aufschlüssen gesammelt. Die wichtigsten dieser Proben sind im Anhang B speziell aufgeführt.

4.2. Methoden

4.2.1. Schwermineralien

Wenn immer möglich wurde die Schwermineralfraktion in denselben Handstücken untersucht, welche auch für die Dünnschliffuntersuchungen verwendet wurden.

4.2.1.1. Aufbereitung

Die bevorzugt mittelsandigen Proben mussten infolge ihres hohen Verfestigungs-

grades zuerst mit dem Backenbrecher zertrümmert werden. Das Material wurde anschliessend gesiebt, und zwischen 150 und 200gr der Fraktion 1 - 2,5 mm mit 10%iger Essigsäure im Wasserbad bei 70⁰ C aufgelöst. Das Lösen der Sandsteine, welche meist durch Fe-Calcit und Dolomit zementiert sind, konnte durch Zugabe kleiner Mengen von H₂O₂ beschleunigt werden. Dadurch wurde die Bildung von reaktionshemmenden Calcium-Acetaten gestoppt, welche während des Auflösens ständig entstanden. Die Reaktionsdauer konnte so auf weniger als die Hälfte reduziert werden.

Zur Auszählung gelangte die mit Hilfe von Bromoform in der Zentrifuge abgetrennte Schwermineralfraktion von 0,4-0,063 mm Durchmesser. Der Rückstand an opaken und durchsichtigen Schwermineralen, welcher im allgemeinen zwischen 0,05 und 0,5% Gewichtsprozent des unlöslichen Rückstandes betrug, wurde in Piperin eingebettet. Mittels "ribbon counting" wurden von den durchsichtigen Schwermineralien pro Probe ca 200 Körner ausgezählt.

4.2.1.2. Typen von Schwermineralen

Folgende Schwermineralien konnten unterschieden werden:

Turmalin:

Meist gerundete, seltener prismatische Körner, bevorzugt von olivgrüner, untergeordnet von brauner oder grüner und vereinzelt von blauer Eigenfarbe.

Zirkon:

Es konnten zwei Arten unterschieden werden:

1. gut gerundete, nicht zonierte Körner. Schlecht ausgebildete Monazite können von dieser Gruppe oft nicht unterschieden werden.
2. seltener sind idiomorphe Zirkone, welche sehr oft einen Zonarbau aufweisen. Teilweise enthalten diese Körner Einschlüsse.

Rutil:

Diese sind meist als stengelige und prismatische, seltener gerundete, intensiv rote, weniger häufig auch honiggelbe Minerale mit hoher Doppelbrechung ausgebildet. Die typische diagonale Zwillingstreifung erleichtert oft die Bestimmung der Rutil.

Brookit:

Erscheint vorwiegend in Form von runden Körnern, untergeordnet tafelige Plättchen von gelbbrauner und graubrauner Farbe. Die typischen, leuchtend violett-blauen und roten Interferenzfarben sind nur bei einzelnen Körnern zu beobachten.

Anatas:

Meist tafelige, farblose oder blaugraue Körner, selten mit blauer Interferenzfarbe. Häufig sind auch Sprossungen von Anatasplättchen aus opaken Erzkörnern zu beobachten.

Da eine Unterscheidung zwischen Brookit und Anatas problematisch ist, werden diese beiden TiO_2 -Minerale zu einer Gruppe zusammengefasst, wobei in den meisten Proben die Brookite den Hauptanteil ausmachen.

Chromit:

unregelmässig geformte Chromite mit muscheligen Bruch dominieren über gerundete Körner. Charakteristisch für diese isotropen Minerale ist die rotbraune Eigenfarbe.

Chloritoid:

Tritt meist als deutlich pleochroitische, graugrüne bis blaugraue Plättchen mit undulöser Auslöschung auf. Teilweise sind kleine Einschlüsse zu beobachten.

Epidot und Monazit:

Beide sind nur als akzessorische Schwerminerale in kleinen Mengen vorhanden.

Apatit:

Die Apatite wurden aus der quantitativen Analyse der Schwerminerale ausgeschlossen, da sie in Steupräparaten nicht immer mit genügender Sicherheit von den zum Teil in beträchtlichen Mengen (bis >90%) auftretenden, diagenetisch gebildeten **Baryten** unterschieden werden können. Die Bestimmung ist aus folgenden Gründen unsicher:

1. Interferenzfarbe des Apatits ändert sich mit der Korndicke
2. Qualität der konoskopischen Bilder ist abhängig von der Kornorientierung

4.2.2. Leichtminerale und aphanitische Gesteinsbruchstücke**4.2.2.1. Allgemeines:**

Nach DICKINSON (1970) und einer Vielzahl jüngerer Arbeiten (z. B. GRAHAM et al, 1976; DICKINSON et al, 1979; INGERSOLL & SUCZEK, 1979; DICKINSON & VALLONI, 1980; ZUFFA et al, 1980) reflektieren Modalanalysen von Sandsteinen in erster Linie die petrographische Zusammensetzung der Liefergebiete, aus welcher sich ihrerseits Rückschlüsse auf die plattentektonische Situation ziehen lassen. Zeitliche Änderungen innerhalb individueller Becken geben Hinweise auf die weitere tektonische Entwicklung, sowie auf Modifikationen der Liefergebiete bei

fortschreitender Erosion (DICKINSON, 1985).

Obwohl die tektonischen und klimatischen Verhältnisse im Liefergebiet ein massgebender Faktor für die Zusammensetzung der Sandsteine sind, spielen auch Transport-Mechanismen und -Distanzen, Vermischung verschiedener Populationen während des Transportes, Ablagerungsmilieu und diagenetische Veränderungen, welche instabile Minerale eliminieren etc. eine wichtige Rolle.

4.2.2.2. Auszählungen

Nur wenn die Matrix sedimentären Ursprungs ist und nicht diagenetisch durch Abbau von Komponenten gebildet wurde, erlauben standartisierte Auszählungen der Komponenten, ihre Gruppierung in wenige Kategorien von monomineralischen Körnern und aphanitischen Gesteinsbruchstücken und deren Darstellung in Dreiecksdiagrammen Aussagen über die Zusammensetzung der Liefergebiete (WILLIAMS et al, 1954; DICKINSON, 1970). Wir sehen deshalb in den vorliegenden Untersuchungen der Leichtminerale in erster Linie den Sinn im Erarbeiten von Korrelationen unterschiedlich erhaltener und auf verschiedene Aufschlüsse verteilter Flysch-Vorkommen. Daneben sollten aber auch Daten für eine Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung gewonnen werden. Um die ausgezählten Korntypen in reproduzierbare Kategorien einzuteilen, werden folgende Gruppen unterschieden; DICKINSON (1970), INGERSOLL et al (1984), ZUFFA (1985):

- **Monomineralische Partikel (Mineralien > 0,063mm)**

a) stabile Quarz-Körner verschiedener Ausbildung, b) Feldspäte

es werden auch die Körner gezählt, welche in Gesteinsbruchstücken auftreten.

- **Polymineralische Partikel (Einzellkristallite < 0,063mm)** werden als **lithische Fragmente**, beziehungsweise **Gesteinsbruchstücke** bezeichnet.

Diese Einteilung erscheint deshalb sinnvoll, weil Gesteinsbruchstücke aus grobkörnigen Kristalliten während des Transports und bei der Verwitterung in monomineralische Einzelkörner zerfallen können (ZUFFA, 1980), was zu grossen Variationen im Anteil der lithischen Fragmente führt. FÜCHTBAUER (1967) und FOLK (1980) zum Beispiel ordnen auch die grobkörnigen Gesteinsbruchstücke im **Q/F/L-Diagramm** dem L-Pol (lithische Fragmente) zu. Da der Gehalt an grobkörnigen Gesteinsbruchstücken jedoch von der Korngrösse der Sandsteine abhängig ist, führt dies zu einer mehr oder weniger grossen Verschiebung der Daten in Richtung L-Pol, je gröber der Sandstein ist. Nach GAZZI (1966), DICKINSON (1970), ZUFFA (1980, 1985) und INGERSOLL et al (1984) kann dieser Effekt abgeschwächt werden, indem in

Gesteinsbruchstücken Einsprenglinge, welche grösser sind als 0.063 mm, als monokristalline Komponenten (Q, P, K) gezählt werden. Feinkörnige Gesteinsbruchstücke hingegen, mit Einzelkristallen, die kleiner sind als 0.063 mm werden als lithische Komponenten (L-Pol im Q/F/L-Diagramm) bezeichnet.

Wir haben uns damit weitgehend an die Methodik von ZUFFA (1980) und was die sedimentären Komponenten betrifft, an diejenige von WINKLER (1984) gehalten.

Alle Proben wurden auf Feldspat (NORMAN, 1974) und Karbonat (DICKSON, 1966), gefärbt. Es wurden 300 Punkte ausgezählt und nach DICKINSON (1970) in folgende Gruppen eingeteilt:

- Q_m:** monokristalliner Quarz; gerade oder undulös auslöschende Einzelkörner oder grobkörnige Aggregate, deren Einzelkörner >0.063 mm sind.
- Q_p:** polykristalliner Quarz; feinkörnige Quarz Aggregate mit Subkörnern, die <0.0625 mm sind.
- Q_t:** tektonischer Quarz; feinkörnige Quarz-Aggregate mit Paralleltexur
- C:** Hornstein; isotrope bis chalzedonische Aggregate und Radiolarit-Fragmente, bleiben bei der Feldspatfärbung ungefärbt.
- P:** Plagioklas; Albit- und Karlsbad-Zwillinge, frische und korrodierte Körner
- K:** Kalifeldspat; zT. perthitisch
- T_{QM(P)}:** Quarz-Glimmer-(Plagioklas)-Tektonite; paralleltexturierte, fein bis mittelkörnige Aggregate (<0,063mm) aus Quarz, Muskovit und teilweise Plagioklas.
- M_p:** polykristalline Glimmer; feinkörnige Hellglimmer-oder Chlorit-Aggregate
- L_{vh}:** hypabyssale und vulkanische Bruchstücke; feinkörnige, intersertale bis mikrolithische Grundmasse z.T. mit Feldspäten (meist Plagioklas). Falls beim point counting das Fadenkreuz auf einen Einsprengling >0.063 mm fiel, wurde dieser ebenfalls gezählt.
- L_{sed}:** sedimentäre bis leicht metamorphe sedimentäre Gesteinsbruchstücke:
mikritische, dolomitische und feinsparitische Bruchstücke
Biomikrite und -sparite
sandige, kalkarenitische Bruchstücke
- M:** Glimmer
- SM:** Schwerminerale

Die vorliegenden Quantifizierungen wurden mittels "**ribbon counting**" (VAN DER PLAS; 1962, WINKLER; 1984), und in wenigen Proben, in denen der Erhaltungszustand zu schlecht war, mittels "**point counting**" (DICKINSON; 1970) gemacht. Beim "ribbon counting" werden die Komponenten gezählt, welche beim Vorrücken des Dünnschliffes mit ihrem Schwerpunkt innerhalb eines gewählten Bandausschnittes zu liegen kommen. Die Bandbreite wird grösser gewählt als der

maximale Korndurchmesser in der Probe. Diese Methode reflektiert die Häufigkeit der einzelnen Korntypen.

Die "point counting" Methode hingegen gibt die volumetrischen Verhältnisse wieder (CHAYES, 1956). Eine volumetrische Quantifizierung der Korntypen hat jedoch wenig Sinn, weil die Korntypen gegenüber Transport und Diagenese unterschiedlich resistent sind. Mit der "ribbon counting"- Methode kann diese Tatsache nicht eliminiert, ihr Einfluss auf die Daten kann jedoch abgeschwächt werden.

Im Gegensatz zur Methode von DICKINSON (1970) wurden sedimentäre Gesteinsbruchstücke, wie Dolomikrite und -sparite der Trias und Kalkmikrite mit Calpionellen der unteren Kreide in die Analysen einbezogen, da ihre Herkunft von ausserhalb des Ablagerungsraumes gesichert ist und sie interessante Hinweise auf die Liefergebiete geben können (WINKLER, 1983).

4.3. Unterscheidung verschiedener Sandstein Populationen

4.3.1. Verteilungsdiagramme der Schwerminerale (vgl. Fig. 7,8)

Die Schwermineralanalyse erwies sich für Korrelationszwecke als die beste Methode. Die Gründe dafür sind, dass einerseits gewisse Schwerminerale (wie z.B. Chromit) an spezifische Liefergebiete gebunden sind und deshalb ganz spezielle Signaturen ergeben und, dass andererseits für die Schwermineraluntersuchungen eine gleichbleibende Kornfraktion gewählt werden konnte, sodass Effekte der Transportsortierung gering sind.

4.3.2. Dreiecksdiagramme der Sandsteine (vgl. Fig. 9, Tabellen 1 & 2)

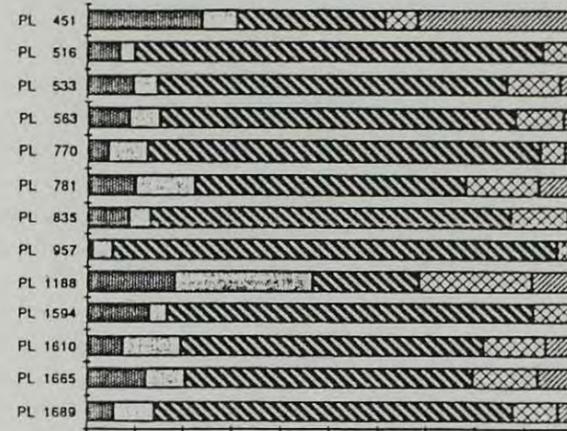
Aus dem **Q/F/L**-Diagramm ($Q=Q_m+Q_p+Q_t+C$ / $F=P+K$ / $L=T_{QM}+L_{sed}+L_{vh}+M_p$) können Hinweise auf die mineralogische **Reife** der Sandsteine erhalten werden (DICKINSON, 1970). Nach WILLIAMS et al (1954) fallen sämtliche Sandsteingruppen aus der Arosa-Zone ins Feld der **lithischen Arenite**.

Auf die Darstellung des **Q_m/P/K**-Diagramms wird verzichtet, da die meisten Proben keinen Kalifeldspat enthalten (vgl. Kapitel 4.6)

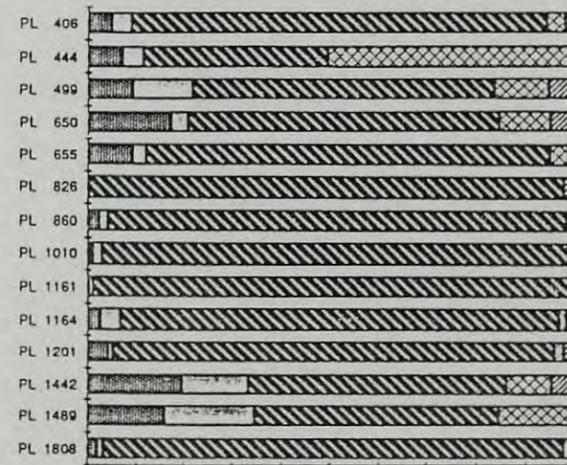
Im **Q_m/F/L_t**-Diagramm (Q_m / $F=P+K$ / $L_t=Q_p+C+T_{QM}(P)+M_p+L_{vh}+L_{sed}$) sind sämtliche lithischen Komponenten zusammengefasst (L_t). Ausser einer geringen Verschiebung in Richtung des L-Poles ist keine wesentliche Veränderung gegenüber dem **Q/F/L**-Dreieck zu beobachten.

Das **QP/L_{vh}/L_{sm}**-Diagramm ($QP=Q_p+Q_t+C$ / L_{vh} / $L_{sm}=L_{sed}+T_{QM}(P)+M_p$) zeigt eine

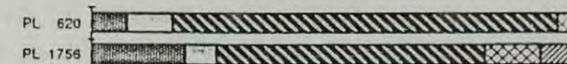
1a Urden-Flysch



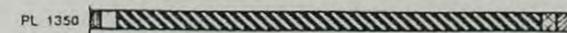
1b Schwerzi-Flysch



1c Verspala-Flysch 2



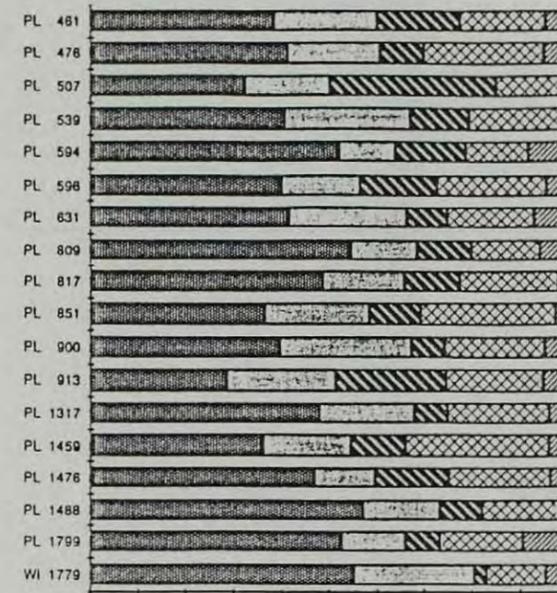
1d Glattegggen-Flysch



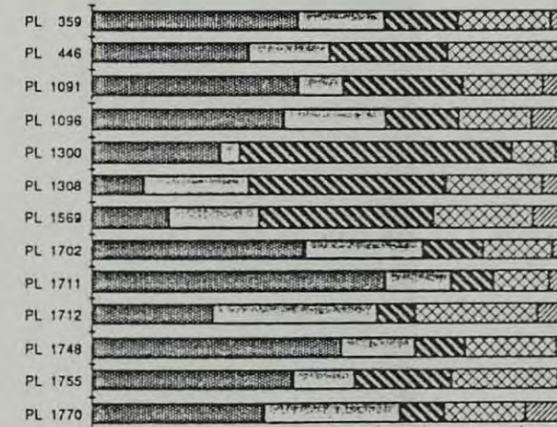
1e diverse Chromit-dominierte Sandsteine



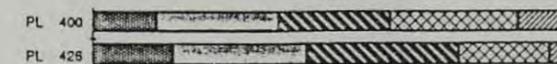
2a Hörnli-Flysch



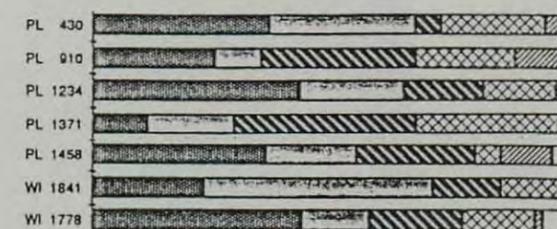
2b Verspala-Flysch 1



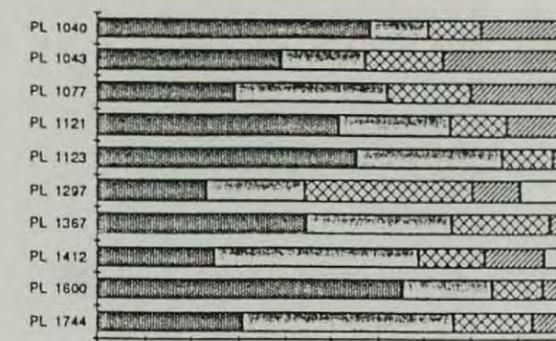
2c Sandsteine aus der Palombini-Formation



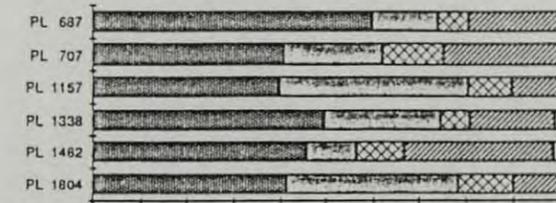
2d diverse Chromit-haltige Sandsteine



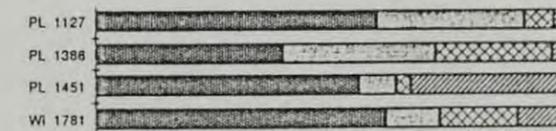
3a Weissfluh-Serie 1



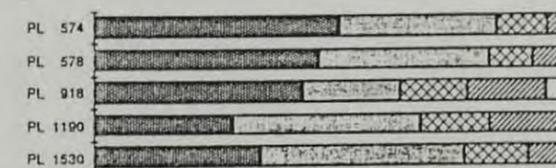
3b Weissfluh-Serie 2



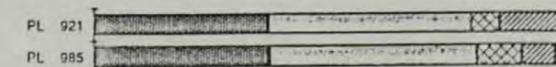
3c Tschirpen-Serie



3d,e Plattenhorn-Serie 1&2



3f Augstberg-Serie



3g diverse Chromit-freie Sandsteine

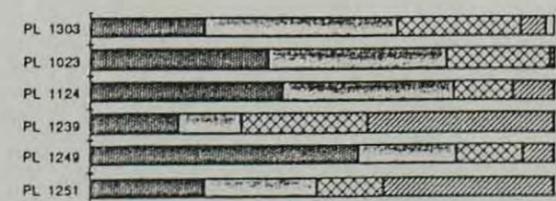


Fig.7: Schwermineralzusammensetzung der verschiedenen Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone.

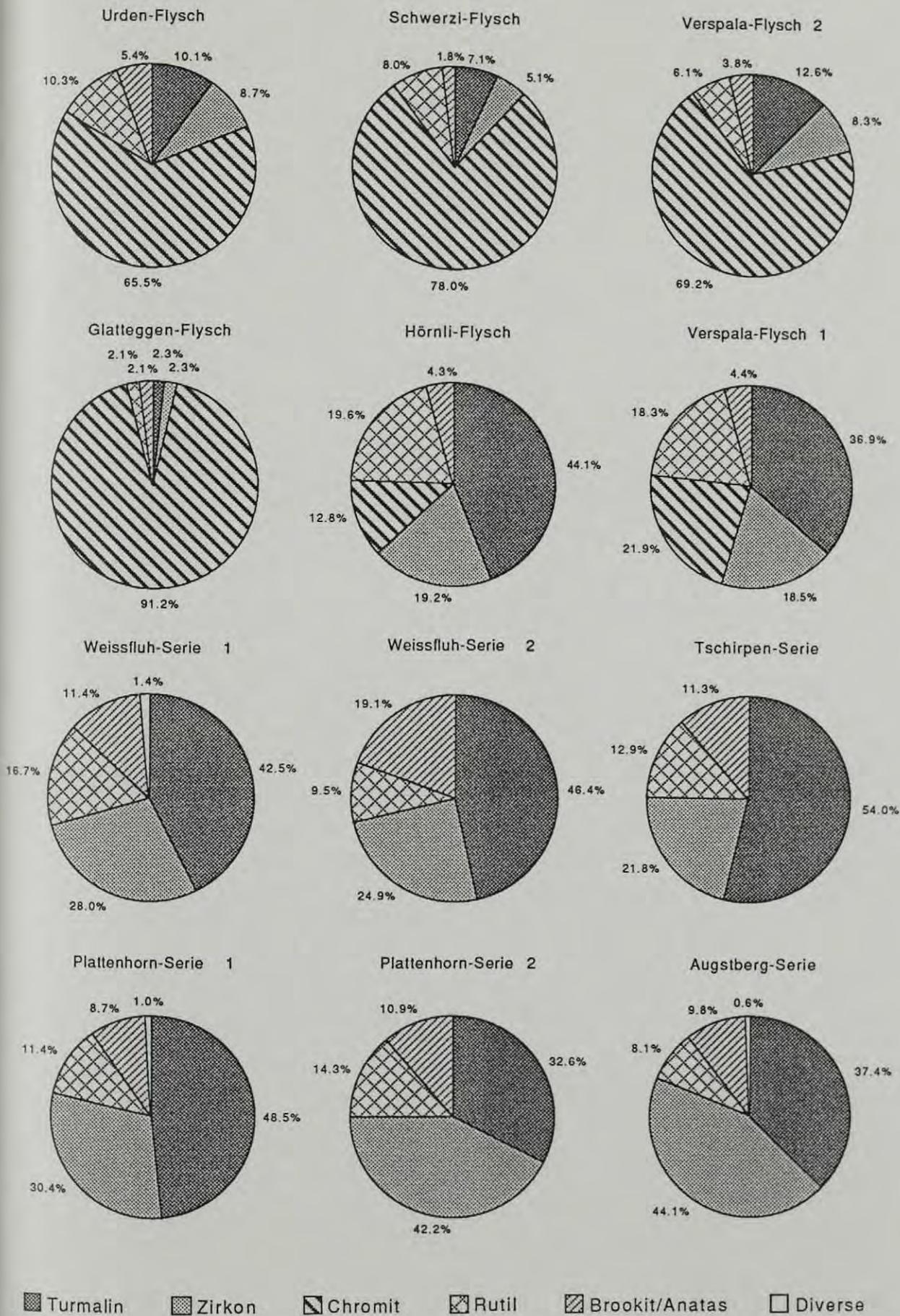


Fig.8: Gemittelte Schwermineral-Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone

Legende:

- 1a Urden-Flysch
- 1b Schwerzi-Flysch
- 1c Verspala-Flysch 2
- 1d Glattegggen-Flysch
- 2a Hörnli-Flysch
- 2b Verspala-Flysch 1
- 2c Sandsteine aus der Palombini-Form.
- 3a Weissfluh-Serie 1
- 3b Weissfluh-Serie 2
- 3c Tschirpen-Serie
- 3d Plattenhorn-Serie 1
- 3e Plattenhorn-Serie 2
- 3f Augstberg-Serie

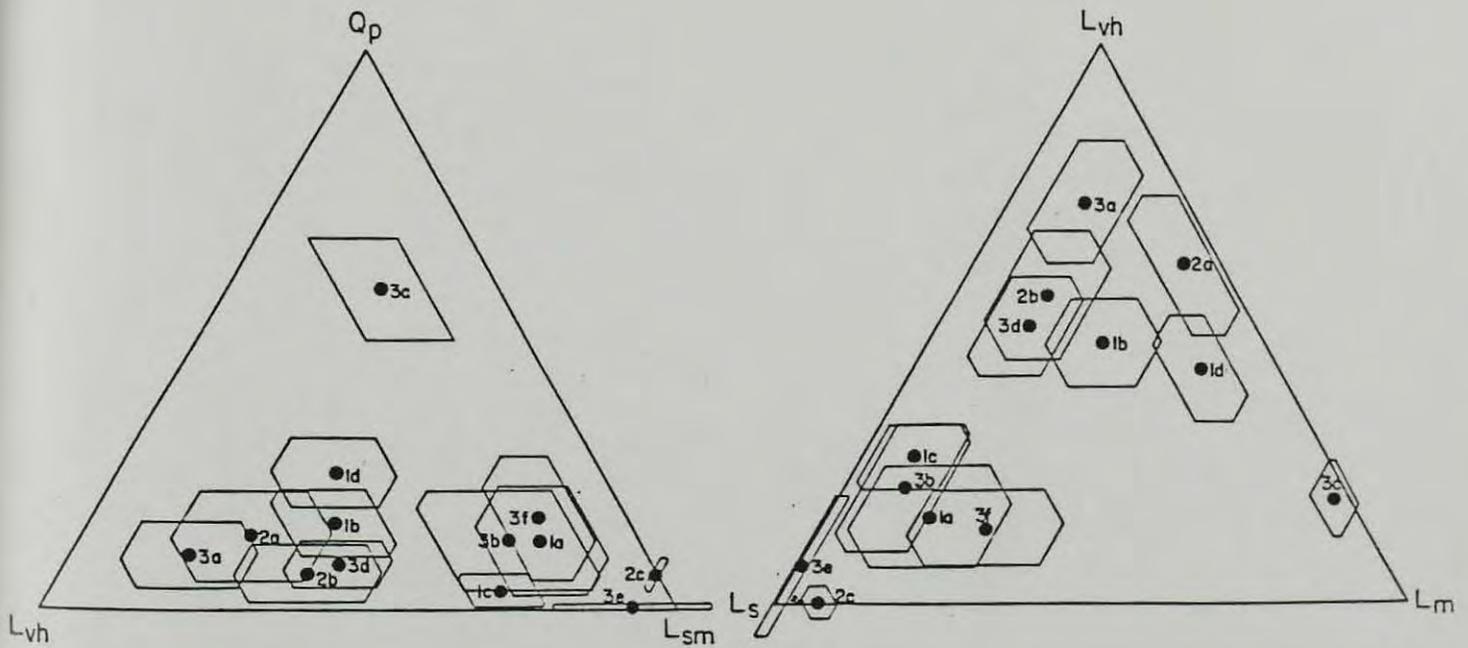
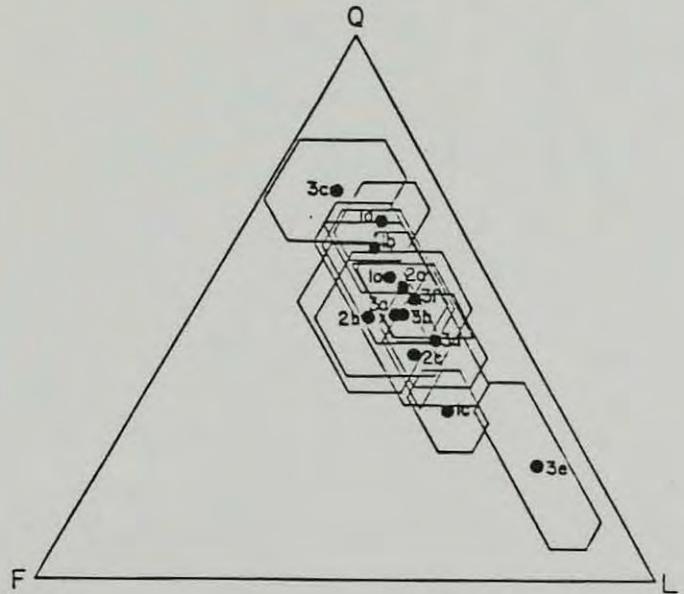


Fig. 9: Konzentrationsdreiecke der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone.

Urden-Flysch (1a)	Glattegggen-Flysch (1d)	Sandsteine aus der Palombini-Formation (2c)	Tschirpen-Serie (3c)	Augstberg-Serie (3f)
Q _m 49,9 (11,5)	Q _m 53,2 (4,9)	Q _m 43,8 (1,8)	Q _m 56,9 (15,7)	Q _m 45,3 (3,1)
Q _p 2,3 (2,2)	Q _p 4,9 (1,8)	Q _p 2,8 (1,2)	Q _p 6,8 (4,2)	Q _p 3,6 (2,8)
Q _T 0,8 (1,1)	Q _T 0,9 (0,8)	Q _T 0,0 (0,0)	Q _T 3,5 (4,1)	Q _T 1,3 (1,2)
C 0,4 (0,8)	C 0,2 (0,3)	C 0,0 (0,0)	C 0,1 (0,3)	C 0,6 (1,0)
P 15,9 (7,8)	P 10,9 (8,8)	P 17,3 (0,9)	P 16,9 (12,6)	P 14,4 (6,5)
L _{vh} 5,6 (7,4)	L _{vh} 9,4 (3,8)	L _{vh} 0,0 (0,0)	L _{vh} 3,9 (3,8)	L _{vh} 5,1 (2,3)
L _s 20,9 (13,0)	L _s 2,5 (1,6)	L _s 35,5 (2,1)	L _s 0,5 (0,6)	L _s 23,9 (12,0)
T _{OM} 0,8 (0,8)	T _{OM} 4,0 (2,0)	T _{OM} 0,0 (0,0)	T _{OM} 1,6 (2,2)	T _{OM} 0,2 (0,4)
M _p 0,5 (1,3)	M _p 1,0 (0,7)	M _p 0,0 (0,0)	M _p 3,9 (4,3)	M _p 4,3 (1,3)
M 2,8 (2,9)	M 11,9 (5,6)	M 0,5 (0,2)	M 5,7 (4,8)	M 1,2 (1,3)
Schwerzi-Flysch (1b)	Hörnli-Flysch (2a)	Welssfluh-Serie 1 (3a)	Plattenhorn-Serie 1 (3d)	
Q _m 52,6 (9,2)	Q _m 45,7 (10,9)	Q _m 43,2 (11,6)	Q _m 39,1 (8,0)	
Q _p 2,6 (2,0)	Q _p 2,4 (1,8)	Q _p 2,2 (1,8)	Q _p 1,5 (0,9)	
Q _T 1,1 (1,3)	Q _T 1,3 (1,9)	Q _T 0,9 (1,0)	Q _T 0,6 (0,4)	
C 0,1 (0,3)	C 0,2 (0,6)	C 0,5 (1,2)	C 1,3 (1,3)	
P 14,9 (6,1)	P 13,6 (6,8)	P 16,4 (11,6)	P 14,3 (7,1)	
L _{vh} 11,9 (6,4)	L _{vh} 21,3 (10,1)	L _{vh} 24,1 (9,8)	L _{vh} 21,9 (8,0)	
L _s 6,8 (4,8)	L _s 2,3 (3,3)	L _s 5,9 (5,0)	L _s 14,5 (6,0)	
T _{OM} 2,7 (1,9)	T _{OM} 4,5 (4,2)	T _{OM} 0,6 (1,0)	T _{OM} 0,5 (0,3)	
M _p 0,3 (0,5)	M _p 2,7 (4,5)	M _p 0,4 (0,4)	M _p 3,3 (3,0)	
M 6,2 (5,1)	M 5,8 (4,0)	M 5,5 (4,3)	M 3,0 (2,3)	
Verspala-Flysch 2 (1c)	Verspala-Flysch 1 (2b)	Welssfluh-Serie 2 (3b)	Plattenhorn-Serie 2 (3e)	
Q _m 27,8 (6,3)	Q _m 43,5 (14,5)	Q _m 43,9 (15,5)	Q _m 19,1 (14,4)	
Q _p 1,0 (0,7)	Q _p 1,8 (1,6)	Q _p 1,9 (1,2)	Q _p 0,2 (0,3)	
Q _T 0,5 (0,6)	Q _T 0,3 (0,5)	Q _T 0,8 (0,4)	Q _T 0,1 (0,1)	
C 0,2 (0,3)	C 0,1 (0,2)	C 1,1 (1,8)	C 0,0 (0,0)	
P 17,9 (5,0)	P 22,5 (9,6)	P 17,4 (7,8)	P 8,1 (3,6)	
L _{vh} 12,7 (2,7)	L _{vh} 15,6 (7,7)	L _{vh} 6,8 (4,7)	L _{vh} 3,8 (6,7)	
L _s 32,2 (8,9)	L _s 7,9 (4,0)	L _s 24,7 (19,9)	L _s 67,4 (22,6)	
T _{OM} 2,4 (2,0)	T _{OM} 1,8 (1,5)	T _{OM} 0,2 (0,2)	T _{OM} 0,2 (0,6)	
M _p 0,2 (0,3)	M _p 0,4 (0,9)	M _p 0,2 (0,2)	M _p 0,2 (0,5)	
M 3,8 (1,5)	M 4,7 (3,1)	M 3,0 (2,8)	M 0,9 (1,5)	

Tabelle 1: Gemittelte Zusammensetzung der terrigenen Komponenten der Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone

Dreiecksdiagramme (Mittelwerte und Standardabweichungen)

a) Hauptgruppen aus der Arosa Zone

1a Urden-Elysch (n = 35)

Q = 55,6 ± 12,3 Q_p = 12,2 ± 9,6 L_{vh} = 15,8 ± 9,1
 F = 16,6 ± 8,0 L_{vh} = 15,8 ± 9,1 L_s = 68,2 ± 13,9
 L = 27,8 ± 13,8 L_{sm} = 72,0 ± 12,1 L_m = 16,0 ± 11,4

1b Schwerz-Elysch (n = 15)

Q = 61,0 ± 8,2 Q_p = 15,7 ± 5,9 L_{vh} = 46,3 ± 7,8
 F = 16,1 ± 6,6 L_{vh} = 46,3 ± 7,8 L_s = 26,0 ± 9,2
 L = 22,9 ± 10,8 L_{sm} = 38,0 ± 11,5 L_m = 27,7 ± 9,3

1c Verspala-Elysch 2 (n = 4)

Q = 31,0 ± 7,5 Q_p = 3,5 ± 3,0 L_{vh} = 26,3 ± 5,7
 F = 19,0 ± 5,6 L_{vh} = 26,3 ± 5,7 L_s = 65,4 ± 10,7
 L = 50,0 ± 8,0 L_{sm} = 70,2 ± 8,2 L_m = 8,3 ± 6,6

1d Glettsaasen-Elysch (n = 3)

Q = 65,8 ± 7,1 Q_p = 24,7 ± 6,3 L_{vh} = 41,8 ± 9,4
 F = 12,7 ± 8,8 L_{vh} = 41,8 ± 9,4 L_s = 12,7 ± 5,4
 L = 21,5 ± 6,6 L_{sm} = 33,5 ± 9,8 L_m = 45,5 ± 10,1

2a Hörnli-Elysch (n = 42)

Q = 53,8 ± 10,0 Q_p = 13,2 ± 8,1 L_{vh} = 60,3 ± 12,5
 F = 15,2 ± 5,8 L_{vh} = 60,3 ± 12,5 L_s = 6,1 ± 5,0
 L = 31,0 ± 9,0 L_{sm} = 26,5 ± 12,1 L_m = 33,6 ± 13,1

2b Verspala-Elysch 1 (n = 31)

Q = 55,0 ± 11,6 Q_p = 6,5 ± 5,3 L_{vh} = 48,2 ± 13,7
 F = 30,5 ± 12,4 L_{vh} = 55,0 ± 11,6 L_s = 23,8 ± 9,9
 L = 14,5 ± 7,6 L_{sm} = 38,5 ± 11,4 L_m = 28,0 ± 12,5

2c Sandsteine aus der Palombin-Formation (n = 3)

Q = 41,3 ± 10,0 Q_p = 6,3 ± 3,2 L_{vh} = 0,3 ± 2,9
 F = 19,7 ± 3,8 L_{vh} = 0,3 ± 2,9 L_s = 93,0 ± 2,6
 L = 39,0 ± 6,2 L_{sm} = 93,4 ± 0,6 L_m = 6,7 ± 12,9

3a Welsfluh-Serie 1 (n = 33)

Q = 48,7 ± 11,4 Q_p = 9,9 ± 5,9 L_{vh} = 71,5 ± 11,0
 F = 19,0 ± 13,2 L_{vh} = 71,5 ± 11,0 L_s = 16,4 ± 11,5
 L = 32,2 ± 12,4 L_{sm} = 18,7 ± 10,3 L_m = 12,1 ± 6,7

3b Welsfluh-Serie (n = 16)

Q = 48,8 ± 16,8 Q_p = 12,4 ± 8,8 L_{vh} = 20,8 ± 11,3
 F = 17,8 ± 8,1 L_{vh} = 20,8 ± 11,3 L_s = 69,9 ± 14,4
 L = 33,4 ± 21,2 L_{sm} = 66,8 ± 17,6 L_m = 9,3 ± 6,4

3c Tschirpen-Serie (n = 5)

Q = 71,4 ± 9,4 Q_p = 57,6 ± 9,0 L_{vh} = 18,6 ± 6,8
 F = 17,4 ± 12,5 L_{vh} = 18,6 ± 6,8 L_s = 2,6 ± 3,7
 L = 11,2 ± 10,4 L_{sm} = 23,8 ± 17,0 L_m = 71,8 ± 4,3

3d Plattenhorn-Serie 1 (n = 10)

Q = 43,8 ± 8,6 Q_p = 8,1 ± 4,1 L_{vh} = 49,4 ± 8,7
 F = 14,9 ± 7,6 L_{vh} = 49,4 ± 8,7 L_s = 36,6 ± 11,5
 L = 41,3 ± 10,5 L_{sm} = 42,5 ± 7,8 L_m = 13,9 ± 6,7

3e Plattenhorn Serie:2 (n = 7)

Q = 21,0 ± 15,3 Q_p = 0,4 ± 0,5 L_{vh} = 7,0 ± 12,4
 F = 9,0 ± 5,3 L_{vh} = 7,0 ± 12,4 L_s = 92,3 ± 13,5
 L = 70,0 ± 15,8 L_{sm} = 92,6 ± 12,8 L_m = 0,7 ± 1,1

3f Auostberg-Serie (n = 3)

Q = 51,3 ± 6,7 Q_p = 16,3 ± 11,2 L_{vh} = 13,7 ± 6,7
 F = 14,7 ± 6,7 L_{vh} = 13,4 ± 6,7 L_s = 60,7 ± 12,7
 L = 34,0 ± 13,2 L_{sm} = 69,3 ± 11,4 L_m = 25,6 ± 11,7

b) Nebengruppen aus der Arosa-Zone

2d: diverse Chromit haltige Einzelvorkommen

1) PL 1458

Q = 76,9 Q_p = 35,1 L_{vh} = 18,9
 F = 15,1 L_{vh} = 18,9 L_s = 45,9
 L = 8,0 L_{sm} = 46,0 L_m = 35,2

2) WI 1778

Q = 60,5 Q_p = 20,3 L_{vh} = 47,9
 F = 11,9 L_{vh} = 47,9 L_s = 8,3
 L = 27,6 L_{sm} = 31,8 L_m = 43,8

3g: diverse Chromit-freie Einzelvorkommen

1) PL 1023

Q = 89,3 Q_p = 14,3 L_{vh} = 21,4
 F = 2,7 L_{vh} = 21,1 L_s = 60,7
 L = 8,0 L_{sm} = 64,3 L_m = 17,9

2) PL 1239

Q = 51,9 Q_p = 3,8 L_{vh} = 55,8
 F = 27,2 L_{vh} = 55,8 L_s = 17,3
 L = 20,9 L_{sm} = 40,4 L_m = 26,9

3) PL 1249

Q = 95,3 Q_p = 100,0 L_{vh} = 0
 F = 4,7 L_{vh} = 0 L_s = 0
 L = 0,0 L_{sm} = 0 L_m = 100,0

4) PL 1303

Q = 87,5 Q_p = 42,9 L_{vh} = 28,6
 F = 11,2 L_{vh} = 28,6 L_s = 28,6
 L = 1,3 L_{sm} = 28,5 L_m = 42,8

Tabelle 2: Mittelwerte und Standardabweichungen der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone.

etwas klarere Auftrennung der einzelnen Sandstein-Populationen. Mit dieser Darstellung werden die Proportionen der lithischen Fragmente (quarzitische/vulkanisch-hypabyssale/ metasedimentäre-sedimentäre) aufgezeigt. Am deutlichsten können die Unterschiede durch die komplette Aufspaltung der lithischen Komponenten im $L_{vh}/L_s/L_m$ Diagramm (L_{vh} ; $L_s=C+L_{sed}$; $L_m=Q_p+Q_t+T_{QM(P)}+M_p$) sichtbar gemacht werden. Dadurch wird auch die Integration von verschiedenen individuellen Sandsteinen in eine Population möglich.

4.3.3. Sedimentpetrographische Unterteilung der Sandsteine

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchungen können anhand der Schwerminerale (vor allem nach dem Chromit-Gehalt) folgende Sandsteingruppen (Gruppen 1-3) unterschieden werden, welche nach anderen Kriterien (Leichtminerale und aphanitische Gesteinsbruchstücke) weiter unterteilt werden können (Gruppen 1a-d, 2a-d, 3a-g).

Gruppe 1:

Diese Gruppe umfasst die von Chromit dominierten Populationen (65%-90% Chromit) mit geringen Anteilen von Turmalin (2%-13%), Zirkon (2%-9%), Rutil (2%-10%) und Brookit/Anatas (2%-5%)

1a Urden-Flysch:

Der Urden-Flysch wird durch eine homogene Gruppe von makroskopisch und mikroskopisch sehr ähnlichen Flysch-Sandsteinen mit durchschnittlich 65% Chromit in der Schwermineralfraktion gebildet und ist vor allem in der Region Arosa stark verbreitet. Charakteristisch ist der hohe Anteil an sedimentären (dolomitischen) Komponenten.

1b Schwerzi-Flysch:

im Vergleich zum Urden-Flysch handelt es sich beim Schwerzi-Flysch um eine noch etwas Chromit-reichere Population (im Mittel 78%) aus individuellen Sandsteinvorkommen welche hauptsächlich in der Weissfluh-Region und der Gegend von Arosa auftreten. Diese Sandsteine weisen gleichzeitig hohe Gehalte von vulkanisch-hypabyssalen Komponenten auf.

1c Verspala-Flysch 2:

Der Verspala-Flysch 2 ist eine lokal auf die Gipfelpartie der Verspala beschränkte, stark Chromit-dominierte Varietät (im Mittel 69%) des Verspala-Flysches s.l.. Die Dominanz von vulkanisch-hypabyssalen Komponenten und ein beträchtlicher Anteil an

sedimentären Klasten sind typisch für diesen Flysch.

1d Glattegggen-Flysch:

Bei dieser Population handelt es sich um ein lokales, Chromit-dominiertes Flyschvorkommen (im Durchschnitt 91% Chromit) aus der Region Klosters/Madrisa. Vor allem mit Hilfe der Leichtmineralien und der aphanitischen Gesteinsbruchstücke ist der Glattegggen-Flysch vom Schwerzi-Flysch zu unterscheiden. Während der L_{vh} -Gehalt der beiden Populationen praktisch identisch ist, weist der Glattegggen-Flysch einen höheren Gehalt an L_m -Komponenten auf.

Gruppe 2:

Die Gruppe 2 umfasst die Turmalin-dominierten (37%-44%), Chromit-haltigen (13%-23%) Populationen, die daneben mässige Zirkon- (19%) und Rutil- (18%-20%), sowie geringe Brookit/Anatas-Anteile (4%) enthalten.

2a Hörnli-Flysch:

Der Hörnli-Flysch ist die regional bedeutendste und am weitesten verbreitete Flyschpopulation innerhalb der gesamten Arosa-Zone. Die Sandsteine dieses Flysches weisen einen mässigen Chromit-Gehalt (durchschnittlich 13%) auf und zeigen ein sehr ähnliches Schwermineralspektrum wie die des Verspala-Flysches¹. Das praktisch vollständige Fehlen von sedimentären Komponenten im Hörnli-Flysch erlaubt jedoch eine klare Unterscheidung dieser beiden wichtigen Flysch-Serien.

2b Verspala-Flysch 1:

Auch der Verspala-Flysch 1 ist regional weitverbreitet. Im Durchschnitt weist dieser Flysch einen etwas höheren Chromit-Anteil (22%) und einen etwas geringeren Turmalin-Gehalt auf als der Hörnli-Flysch. Die Unterscheidung von diesem ist nur mit Hilfe der Zusammensetzung der Leichtminerale und Gesteinsbruchstücke in den Sandsteinen möglich (siehe oben).

2c Sandsteine aus der Palombini-Formation:

Bei dieser Population handelt es sich um Sandsteine, die am Hörnligrat bei Arosa stratigraphisch in die Palombini-Formation eingelagert und ausschliesslich aus sedimentären (dolomitischen) Komponenten bestehen.

2d Diverse Chromit-haltige Sandsteine:

Zu dieser Gruppe gehören mehrere lokale Sandsteinvorkommen, welche sowohl nach ihrem Schwermineralgehalt, als auch im Bezug auf die Beschaffenheit der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke in keine der grossen Populationen integriert werden können.

Gruppe 3:

Diese Gruppe umfasst sämtliche Populationen der Chromit-freien, Turmalin-, Zirkon- und Rutil-dominierten Sandsteine, die daneben variable Gehalte von Brookit/Anatas aufweisen. Die Schwermineralspektren aller Elemente dieser Gruppe sind sehr ähnlich. Die Unterscheidung basiert vorwiegend auf Variationen in der Beschaffenheit der Leichtminerale und Gesteinsbruchstücke. Für diese Sandsteine kann z.T. ein jurassisches Alter (Weissfluh-Serie) nachgewiesen werden.

3a Weissfluh-Serie 1:

Bei der Weissfluh-Serie handelt es sich um eine vorwiegend in der Region Gotschna-Weissfluh verbreitete Population von turbiditischen Sandsteinen, welche reich sind an Turmalin und Zirkon (im Mittel: Tu=43%, Zi=28%) und daneben durchschnittlich 17% Rutil und 11% Brookit/Anatas enthalten. Von den Sandsteinen der Weissfluh-Serie 2 (siehe unten) unterscheidet sich diese Population durch einen viel höheren Anteil an vulkanisch-hypabyssalen Komponenten.

3b Weissfluh-Serie 2:

Die Population der Weissfluh-Serie 2 weist eine sehr ähnliche Schwermineral-Zusammensetzung wie die der Weissfluh-Serie 1 auf. Das mittlere Verhältnis zwischen Rutil und Brookit/Anatas (Ru=10%, Br/An=19%) ist jedoch umgekehrt. Eine klare Unterscheidung ist nur anhand der Verteilung der Leichtminerale und Gesteinsbruchstücke möglich, wobei in den Sandsteinen der Weissfluh-Serie 2 die sedimentären Komponenten dominieren.

3c Tschirpen-Serie:

Diese Sandsteine der Tschirpen-Serie enthalten durchschnittlich 54% Turmalin und sind durch einen kleinen Brookit/Anatas-Anteil (im Mittel 11%) charakterisiert. Diese Population enthält einen überdurchschnittlich hohen Anteil an metamorphen Komponenten (L_m).

3d Plattenhorn-Serie 1:

Bei den beiden Plattenhorn-Serien handelt es sich um zwei ähnliche, lokal auf den Hörnligrat beschränkte Typen von Turmalin-Zirkon-Rutil- dominierten Sandsteinen. Die Schwermineralverteilung der Plattenhorn-Serie 1 lautet im Mittel: Turmalin=49%, Zirkon=30%, Rutil=11%. Unter den Leichtmineralen und aphanitischen Gesteinsbruchstücken dominieren die vulkanisch-hypabyssalen Komponenten.

3e Plattenhorn-Serie 2:

Die Plattenhorn-Serie 2 ist nach dem Schwermineralgehalt von den Populationen 3a bis 3d nicht zu unterscheiden. Durch den markant hohen Anteil an sedimentären

Komponenten können diese Sandsteine jedoch sowohl von denen der Plattenhorn-Serie 1 (3d), wie auch von denen der anderen Chromit-freien Populationen abgegrenzt werden.

3f Augstberg-Serie:

Die Augstberg-Serie ist eine lokale Zirkon-Turmalin-dominierte Sandsteinpopulation aus der Region Arosa, welche eine von den übrigen Chromit-freien Populationen abweichende Zusammensetzung der Leichtminerale und Gesteinsbruchstücke aufweist. Von der im allgemeinen recht ähnlichen Weissfluh-Serie 2 unterscheidet sie neben dem grösseren Zirkon-Anteil ein etwas höherer Gehalt an metamorphen Komponenten.

3g Diverse Chromit-freie Sandsteine:

In dieser Gruppe werden alle lokal auftretenden Sandsteine zusammengefasst, die keinen eindeutigen Bezug zu einer der Hauptgruppen haben. Sie werden hier nicht im Detail vorgestellt (siehe Fig 7).

4.3.4 Zusammenfassung der Resultate

Entsprechend des markanten Signales, das durch die unterschiedlichen Chromit-Gehalte gegeben ist erlauben die Schwermineraldaten (Fig. 7,8) die Aufteilung der verschiedenen Flysch-Serien und turbiditischen Sandstein-Serien in 3 Gruppen. Die Kombination der Resultate der Schwermineraluntersuchungen mit den Auszählungen der Leichtminerale und Gesteinsbruchstücke (Dreiecksdiagramme, Fig. 9) lässt folgende Schlüsse zu:

Alle Populationen mit Ausnahme von **1d**, **3c**, und **3e** fallen im **Q/F/L-Diagramm** nach DICKINSON (1970) ins Feld der "**subquartzose feldspatolithic sandstones**". Die Populationen **1d** und **3c** werden nach DICKINSON (1970) als "**subquartzose lithofeldspatic sandstones**" ausgeschieden und Population **3e** kann als "**subquartzose lithic sandstone**" klassifiziert werden. Im Bezug auf die Positionierung der Gruppen 1 bis 3 (Chromit-dominiert bis Chromit-frei) lassen sich keine Tendenzen erkennen.

Die Chromit-dominierten Flysche **1a** und **1c** sind im **QP/L_{vh}/L_{sm}-Diagramm** durch hohe L_{sm}-Gehalte charakterisiert, während die ebenfalls Chromit-reichen Flysche **1b** und **1d** grössere L_{vh}-Anteile aufweisen.

Aus dem **L_{vh}/L_s/L_m-Diagramm** wird ersichtlich, dass die Gruppen **1a**, **1c**, **2c**, **3b**, **3e**, **3f** vorwiegend sedimentäre lithische Klasten enthalten. Die Populationen **2a** und **3a** haben einen hohen Anteil an L_{vh}-Komponenten. Die Populationen **1b**, **1d** und **3d**

führen ca. zur Hälfte vulkanisch-hypabyssale Komponenten, wobei **3d** daneben vorwiegend sedimentäre und **1d** hauptsächlich metamorphe Komponenten enthält. **3c** wird als einzige Population von metamorphen und metasedimentären Komponenten dominiert.

4.4. Tonmineralogie

4.4.1. Einleitung

Um einen Einblick in die metamorphe Beanspruchung der verschiedenen Flysche und turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone zu erhalten, wurden an Peliten, die mit den klastischen Sedimenten assoziiert sind, die Mineralparagenesen und die Illitkristallinitäten bestimmt (Fig. 10).

Ausführliche Untersuchungen zur Diagenese und schwachen Metamorphose von pelagischen Sedimenten aus der Arosa-Zone wurden von SCHWEIZER (1986) durchgeführt.

GRUNER (1981) hat einige Schieferproben aus der Arosa-Zone tonmineralogisch bearbeitet und mit Werten aus anderen tektonischen Einheiten Graubündens verglichen.

4.4.2. Illitkristallinität

Methodik:

Die Illitkristallinität (IK) wurde nach KUBLER (1967) als Halbwertsbreite des ersten Basisreflexes von Illit bei 10Å bestimmt.

Im Atterberg Zylinder wurde von entkalkten Peliten die Fraktion $<2\mu$ abgetrennt und davon ein luftgetrocknetes Präparat hergestellt. Für die Messungen konnte das Siemens-Diffraktometer des Mineralogisch Petrographischen Instituts Basel verwendet werden. Technische Daten: 40kV, 30mA, CuK_α Strahlung, Blendensatz $1^\circ/0.2\text{mm}/1^\circ$. Die Ergebnisse sind zusammen mit einigen IK-Werten von SCHWEIZER (1986) in Fig. 10 aufgetragen. Die Reihenfolge der Proben entspricht dabei einer geographischen Abfolge von N nach S.

Resultate:

Praktisch alle IK-Werte liegen zwischen $\Delta^0 2\theta = 0.25$ und 0.42 (IK-Werte zwischen 4 und 7,5) und fallen damit in den Bereich der Anchizone.

Von der Verspala gegen die Weissfluh ist generell eine schwache Verbesserung der IK zu beobachten. An der Weissfluh werden die höchsten IK-Werte im gesamten

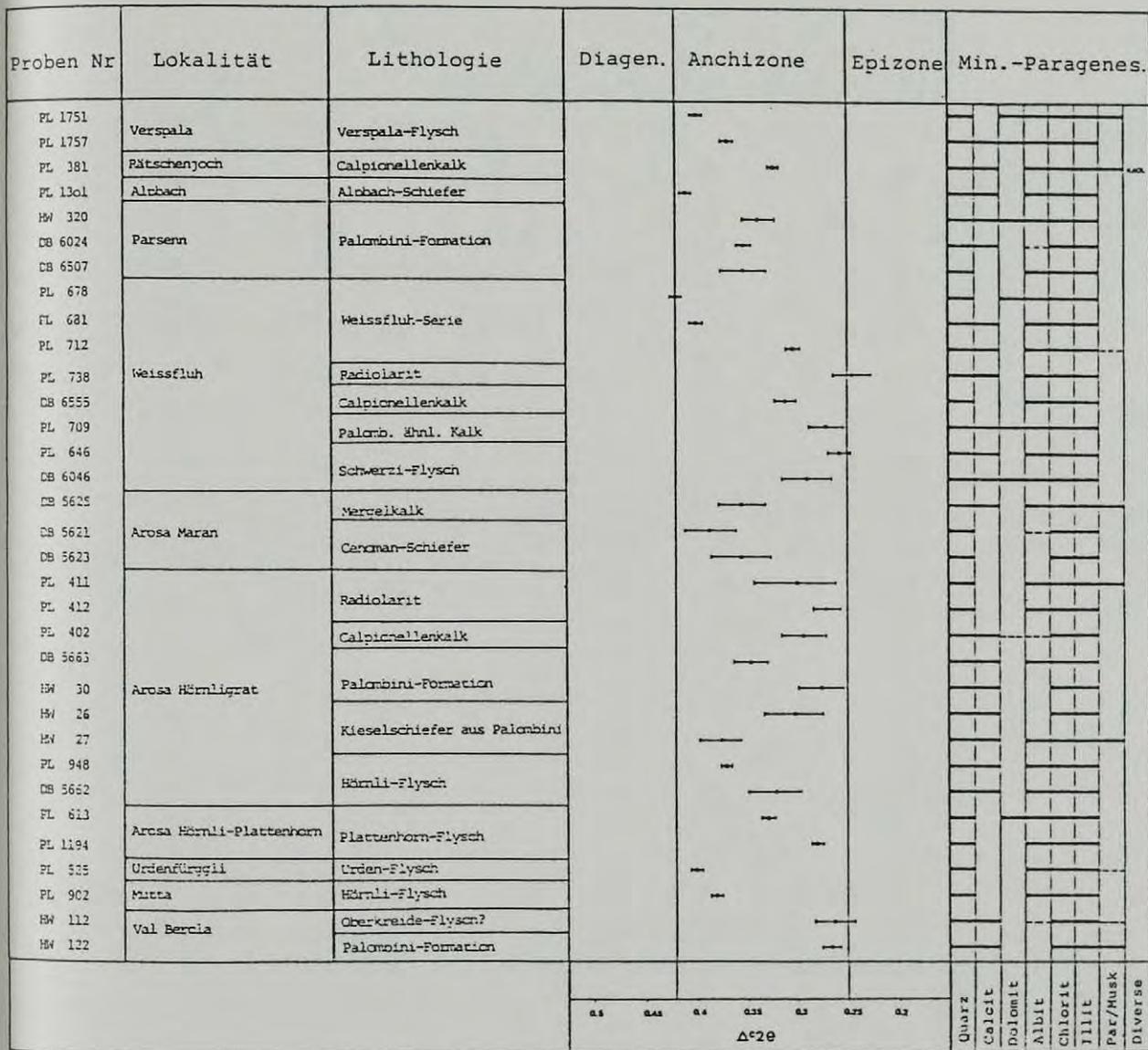


Fig. 10: Illitkristallinitäten und Mineralparagenesen von Peliten aus klastischen Serien und von pelagischen Sedimenten etc. aus der Arosa-Zone und der Platta-Decke.

Kerngebiet der Arosa-Zone gemessen. Eine Radiolaritprobe (vgl. PL 738) erreicht hier die untere Epizone. Südlich der Weissfluh-Region ist ein Sprung in den IK-Werten auszumachen. Die Proben von Maran erreichen wieder die untere bis mittlere Anchizone. Aus den zahlreichen Messungen am Hörnligrat ergeben sich für die pelagischen Sedimente Werte der mittleren bis oberen Anchizone. Je eine Probe aus der Palombini-Formation und aus dem Hörnli-Flysch zeigen IK-Werte der unteren Anchizone. Die Proben vom Urdenfürggli und von Motta liegen ebenfalls in der unteren Anchizone. Die beiden Messungen aus der Val Bercia erreichen die oberste Anchizone.

4.4.3. Tonmineralien (Mineralparagenesen)

Aus den Gesamtgesteinspräparaten konnten die in Fig. 10 zusammengestellten Mineralparagenesen bestimmt werden: Das Spektrum der feinkörnigen Mineralien ist relativ monoton. Quarz, Chlorit und Illit ist in sämtlichen Proben enthalten. Viele Proben führen Calcit und einige auch Dolomit. Albit ist in einem Grossteil der Pelite ebenfalls enthalten, während Kalifeldspat gänzlich fehlt, was mit den Dünnschliffbeobachtungen in den Sandsteinen im Einklang steht (vgl. Kap. 4.6.).

Einzelne pelagische Sedimente vom Rätchenjoch, aus der Gegend von Arosa und aus der Val Bercla führen nach SCHWEIZER (1986) auch geringe Mengen des Wechsellagerungs-Mineral Paragonit/Muskowit. Dieses Mineral ist auch in der Probe vom Urdenfürggli (PL 525) enthalten.

4.4.4. Diskussion der Resultate

Die generell N-S gerichtete Zunahme der metamorphen Überprägung im Querschnitt Graubündens ist schon lange bekannt (vgl. FREY et al; 1973) Dieser allgemeine Trend wurde von SCHWEIZER (1986) bestätigt, wobei jedoch gewisse Unregelmässigkeiten auftraten.

Im allgemeinen liegen die IK Werte aus der Arosa-Zone mit wenigen Ausnahmen im Bereich der Anchizone. Die Messungen an Peliten aus den Flyschen, und turbiditischen Sandsteinserien sowie an pelagischen Sedimenten (Radiolariten, Calpionellenkalken, Palombini-Formation) zeigen mit wenigen Ausnahmen eine gute Übereinstimmung (vgl. Fig. 10).

Die abnormal tiefen IK-Werte an der Weissfluh (vgl. PL 678, 681) und im Alpbach (PL 1301) könnten verschiedene Ursachen haben:

1. Einfluss der tektonischen Beanspruchung: Hohe Drucke, wie sie in tektonisch stark beanspruchten Zonen auftreten, können nach FREY et al (1973) die IK herabsetzen. Dieses Phänomen könnte bei der Probe PL 1301 aus dem Alpbach eine Rolle spielen, da dieses Profil durch eine ausserordentlich hohe Tektonisierung charakterisiert ist (vgl. Anhang A).

2. Abhängigkeit von der Lithologie: Karbonatgesteine zeigen teilweise eine bessere IK als stratigraphisch äquivalente Tongesteine (KRUMM, 1984). Die Proben mit den abnormal tiefen IK-Werten (PL 1301, 678, 681) sind sämtliche Pelite.

3. Ererbte Metamorphose: Eventuell deuten die teilweise beträchtlichen Unterschiede innerhalb einer Lokalität auch auf eine ererbte (transportierte?) Metamorphose hin, wie sie schon von GRUNER (1981) in der Falknis-Decke und für

gewisse Abschnitte der Arosa-Zone postuliert wurde.

Welcher dieser drei und eventuell anderer Faktoren die beobachteten Anomalien verursacht haben, kann im Moment nicht festgestellt werden.

Da die diagenetische und metamorphe Überprägung innerhalb der gesamten Arosa-Zone ein mehr oder weniger gleichmässiges Mass erreicht hat, sollte die alpine Metamorphose die Korrelationen anhand der Schwermineraluntersuchungen und Dünnschliffanalysen jedoch nicht beeinträchtigen

4.5. Petrographie der groben Komponenten

4.5.1. Einleitung

Als Ergänzung zu den petrographischen Untersuchungen der Flysch-Serien und übrigen turbiditischen Sandstein-Serien wurden in verschiedenen grobklastischen Sedimenten aus der Arosa-Zone Geröllanalysen in auf Karbonat (DICKSON, 1966) und Feldspat (NORMAN, 1974) gefärbten Dünnschliffen durchgeführt.

Diese Untersuchungen zeigen, dass die Geröllzusammensetzung der Konglomerate und Breccien in der Regel mit dem petrographischen Komponentenbestand der assoziierten Sandsteine gut übereinstimmt. Daneben konnten zudem sedimentäre Komponenten näher bestimmt werden, welche in der feinen Sandfraktion oft schwer zu klassifizieren sind. Da die sedimentären Gerölle jedoch nicht immer Mikrofossilien enthalten, basiert die Klassifizierung hauptsächlich auf mikrofaziellen Kriterien.

4.5.2. Zusammensetzung der Komponenten

Methodik:

Viele der Breccien und Konglomerate sind mit Flysch-Serien und turbiditischen Sandsteinen assoziiert (vgl. Urden-Flysch/Urden-Konglomerat am Urdenfürggli). Die Geröllanalysen wurden auf diese grobklastischen Sedimente beschränkt, die einerseits mit einer der Sandstein-Populationen petrographisch korreliert werden können und von denen eine genügend grosse Anzahl Proben zur Verfügung stand. In der Regel wurden nur die Komponenten mit mehr als 2mm Durchmesser gezählt. Falls weniger grobe Klasten zur Verfügung standen, wurden ausnahmsweise auch solche mit einem Durchmesser von 1-2mm berücksichtigt.

Folgende Komponenten wurden unterschieden:

Sedimentäre Komponenten:

- **Mikritische Kalke**, z.T. mit Radiolarien und Calpionellen, meist jedoch fossilfrei.

Sie können zum Grossteil mit der Calpionellenkalk-Formation und der Palombini-Formation korreliert werden (**oberer Jura - untere Kreide**). Die Unterscheidung von älteren Mikriten ist oft problematisch.

- **Kieselige Kalke** z.T. mit Spongien oder Bivalven, selten mit Radiolarien; oft sparitisch mit viel Quarz (**selten Trias; vorwiegend Lias (Allgäu-Formation) bis oberer Jura?**).
- **Radiolarite (oberer Jura) und Hornsteine (falls schwarz: Lias-Dogger?)**
- **Mikritische und sparitische Dolomite**, oft als oolithische oder onkolithische Dolomite, und als (Bio-)Pel-Sparite ausgebildet (**Trias**).

Kristalline Komponenten:

- **Porphyre und andere Vulkanite**; feinkörnige, porphyrische Grundmasse, teilweise mit Einsprenglingen von Quarz, Feldspäten und Biotiten.
- **Mikrokristalline Magmatite**; feinkörnige Aggregate aus Quarz, Feldspat und Glimmer.
- **Gneise und Phyllite**; Quarz-Feldspat-Glimmer (vor allem Muskovit und Chlorit), Tektonite.
- **Tektonische Quarzite**; stark unterschiedlich in der Körnung

Da wir keine Evidenz für einen mit der Konvergenz verknüpften Vulkanismus haben, muss angenommen werden, dass die Vulkanit-Gerölle aus dem voralpinen variskischen Grundgebirge und dem Perm der Ostalpen stammen.

Der Grossteil der Breccien und Konglomerate ist durch sedimentäre Komponenten dominiert. Einzelne bestehen hauptsächlich aus Vulkaniten und mikrokristallinen Magmatiten; nur sehr wenige enthalten beträchtliche Mengen an metamorphen Komponenten. Auf die genaue Beschreibung der einzelnen Komponenten wird zusammen mit der Diskussion ihrer möglichen Herkunft im nächsten Kapitel (4.6.3.) eingegangen.

4.5.3. Grobklastika, die mit Flysch-Sandsteinen oder turbiditischen Sandsteinen assoziiert sind

In Tabelle 3 sind die am weitesten verbreiteten Konglomerate und Breccien aufgeführt. Zuerst folgt die Besprechung derjenigen Grobklastika, welche mit südpenninischen Flysch-Serien assoziiert sind. Anschliessend werden die dem Unterostalpin zugewiesenen Breccien der Weissfluh-Serie beschrieben.

	Urden-Konglomerat	Glattegg-Konglomerat	Höml-Breccie	Verspala-Breccie	Breccie der Weissfluh-Serie 1	Breccie der Weissfluh-Serie 2
Mikritische Kalke	1.9	10.9	2.0	12.2	—	—
Verkieselte Kalke	1.7	1.6	—	28.8	—	—
Dolomite (mikrit. & sparit.)	87.0	72.6	12.2	28.8	34.4	68.4
Hornsteine (Cherts)	—	8.6	—	15.1	—	—
Porphyre und Vulkanite	3.3	3.1	18.8	08	41.1	17.7
Mikrokristalline Magmatite	3.9	1.6	16.8	1.0	10.6	3.8
Serpentine (meist chloritisiert)	—	—	—	13.0	—	—
Gneise und Phyllite	—	—	31.0	0.3	10.3	9.1
Tektonische Quarzite	1.9	1.6	19.1	—	3.3	0.9

Tabelle 3: Zusammensetzung von Konglomeraten und Breccien, die mit Flysch-Serien und turbiditischen Sandsteinen der Arosa-Zone assoziiert sind.

Die Nummerierung entspricht der oben vorgestellten Unterteilung der Flysche und turbiditischen Sandsteine:

a) Urden-Konglomerat (1a)

An der Flanke gerade südlich des Urdenfürggls ist eine ziemlich mächtige Abfolge von hellgrauen bis schwarzen, kalkigen Schiefen mit elongierten Linsen von Kalken, Spatkalken, diversen Sandsteinen sowie eines Konglomerates aufgeschlossen. Obwohl dieses Konglomerat, welches von sedimentären Komponenten dominiert ist, nicht direkt mit dem Urden-Flysch in Kontakt steht, sprechen folgende Punkte für eine nahe Verwandtschaft der beiden Lithologien:

- Dominanz von Dolomitklasten, meist in Form von mittel- bis grobkristallinen Dolospariten
- gute Rundung der Dolomitkomponenten
- Geringer Anteil an Vulkaniten und mikrokristallinen Magmatiten
- Auftreten dieses Konglomerates ausschliesslich in unmittelbarer Nähe des Urden-Flysches am Urdenfürggli.

Unter den fast 90% Dolomiten sind neben den sterilen Dolospariten nur vereinzelte Pel-Sparite vorhanden. Mikrite und Kieselkalke bilden einen verschwindend kleinen Anteil.

b) Glattegggen-Konglomerat (1d)

Zusammen mit dem lokalen Chromit-führenden Flysch bei Glattegggen tritt ein polygenes Konglomerat auf, welches dadurch charakterisiert ist, dass es Linsen dieses Flysches enthält.

Das Glattegggen-Konglomerat weist grosse Aehnlichkeiten mit dem Urden-Konglomerat auf. Der Anteil an mikritischen Kalken und an Hornsteinen (je ca. 10%) ist jedoch bedeutend höher und die Dolomite (v.a. Dolosparite, Oo-Pel-Sparite) machen nur ca 75% des Komponentenbestandes aus.

c) Hörnli-Breccie (2a)

Die meist mittel- bis grobkörnigen, amalgamierten Sandsteine des Hörnli-Flysches enthalten in verschiedenen Aufschlüssen grobklastische Einschaltungen. Vor allem in den mächtigen, monogenen Flysch-Serien der Profile Plessur und Motta können solche Breccien beobachtet werden.

Die sedimentären Komponenten machen bei der Hörnli-Breccie einen Anteil von nur etwa 15% aus. Dafür enthält sie ca. 35% Vulkanite und mikrokristalline Magmatite, von denen hauptsächlich Quarz-Porphyre und Quarz-Plagioklas-Glimmer-Aggregate (Granite, Tonalite) dominieren.

Die Hälfte aller Komponenten wird durch metamorphe Klasten gebildet, unter welchen Glimmergneise den Hauptanteil ausmachen. Der Anteil an tektonischen Quarziten ist ausgesprochen hoch.

d) Verspala-Breccie (2b)

Auch der Verspala Flysch enthält teilweise sehr grobe Einschaltungen, welche einerseits als normale A-Intervalle von mächtigen Turbiditbänken und andererseits als diskordante grobe Sandlagen (traction carpets) angesprochen werden können.

Die auffälligsten Merkmale der Verspala-Breccie ist der hohe Anteil an kieseligen Kalken (vgl. 4.6.3.) und Hornsteinen, sowie das praktisch vollständige Fehlen von magmatischen und metamorphen Komponenten.

Dafür treten viele, unterschiedlich stark chloritisierte Serpentinite auf.

Die Mikrite sind meist steril und enthalten nur in einzelnen Fällen Radiolarien.

e) Breccien der Weissfluh-Serie (3a,b)

Die mächtigen Breccien der Weissfluhregion (hier Weissfluh-Breccien genannt) zogen seit jeher eine besondere Aufmerksamkeit der Geologen auf sich. Wegen ihrer grossen Verbreitung und ihrer ausserordentlichen Mächtigkeit bilden sie eine der auffälligsten Lithologien der Arosa-Zone in der Gegend von Davos.

Der lithologische Aspekt der Weissfluh-Breccien ist variabel. Die Zusammensetzung

wechselt oft sehr rasch und meist völlig regellos.

An der Ostflanke der Weissfluh zwischen dem Joch und dem Gipfel kann der ziemlich abrupte Übergang von Hauptdolomit in monogene Hauptdolomitbreccie beobachtet werden. Diese Dolomitbreccie besteht ausschliesslich aus beige bis grau anwitternden Dolomitkomponenten und geht erst allmählich in eine polygene Breccie aus verschiedenfarbenen Dolomiten mit ersten Einschaltungen von Obertrias- und Lias-Kalken über.

Diese Breccie wurde von ROTHPLETZ (1905) als "Liasbreccie" bezeichnet und von späteren Autoren wie GEES (1955) und RICHTER (1957) von der eigentlichen Weissfluh-Breccie abgetrennt.

Die typische Weissfluh-Breccie (Weissfluh-Serie: GEES, 1955; GRUNER, 1981) hat ihre schönste Ausbildung an der Westseite der Weissfluh und am Haupterhorngrat: Zwischen dem Ost und dem West-Gipfel der Weissfluh ist eine Zunahme von Kalkeinschaltungen und das Auftreten von Hornsteinlagen zu beobachten. An der Westflanke schliesslich enthält die Breccie verschiedenste Kristallin- und Sediment- Komponenten, was ihr stellenweise ein sehr buntes Aussehen gibt. Gelegentlich ist der Übergang in eine sehr helle monogene Dolomitbreccie zu beobachten.

Beim Betrachten von Dünnschliffen der typischen Weissfluh-Breccie können wie bei den Sandsteinen 2 verschiedene Typen unterschieden werden:

a) **Breccie der Weissfluh-Serie 2 (3b):** Dolomit-dominiert

Die Breccien der Weissfluh Serie 2 sind weitgehend von Dolospariten dominiert, welche über 66% aller Komponenten ausmachen. Porphyre (hauptsächlich Quarzporphyre) haben einen Anteil von knapp 20% und die verschiedenen Gneise bilden 10% der Klasten (Fig. 11)b)

b) **Breccie der Weissfluh-Serie 1 (3a):** Kristallin-dominiert

Die Breccien der Weissfluh-Serie 1 bestehen zu gut einem Drittel aus Dolomiten (v.a Dolospariten) und zu je 10% aus Gneisen (Zweiglimmergneis, Chlorit-Serizit-Gneis) und mikrokristallinen Magmatiten (Mikrotonalite). Quarzporphyre und Quarz-Plagoklas- Porphyre machen jedoch mit 40% den Hauptanteil aus (Fig. 12).

Schon seit langem wird die Ähnlichkeit der Weissfluh-Serie mit den Saluverbreccien der unterostalpinen Samadener Zone betont (CADISCH, 1921). Deshalb sind in der Vergangenheit verschiedene Ansichten im Bezug auf das Alter und die Herkunft dieser grobklastischen Sedimente publiziert worden (RICHTER, 1957; GRUNER, 1981). Aus folgenden Gründen glauben wir, dass die Weissfluh-Serie im Dogger abgelagert wurde:



Fig. 11: Breccie der Weissfluh-Serie 1:
von sedimentären Komponenten dominierte Varietät, die vor allem aus Dolomiten (<70%), Porphyren (<20%), und Gneisen (<10%) besteht.



Fig. 12: Breccie der Weissfluh-Serie 2:
von kristallinen Komponenten dominierte Varietät. Porphyre und andere Vulkanite bilden den Hauptanteil (ca. 40%). Daneben kommen Magmatite und Gneise mit je ca 10% und Dolomite (> 30%) vor.

a) Die Komponenten bestehen neben verschiedenen Kristallinelementen hauptsächlich aus triadischen Flachwasserkarbonaten und liasischen Kalken. Radiolarite und jüngere pelagische Sedimente fehlen vollständig.

b) Es bestehen beträchtliche fazielle Ähnlichkeiten mit den Breccien der unterostalpinen Zone von Samaden (Saluver), wo diese Grobklastika von Radiolariten überlagert und eindeutig in den Dogger gestellt werden.

Von früheren Autoren (CADISCH et al, 1930; GEES, 1955; RICHTER, 1957) wurden in den Weissfluh-Breccien Radiolarit-Komponenten beschrieben. Wir konnten keine Radiolarite finden, und glauben wie GRUNER (1981), welcher auch Dünnschliffe von CADISCH und GEES im Hinblick auf diese Problematik durchgesehen hat, dass es sich bei den vermeintlichen Radiolariten um rote Tonschiefer oder um hämatitisierte Quarzporphyre handelt.

4.5.4. Übrige Breccien in der Arosa-Zone

Neben den in Tabelle 3 aufgeführten, meist regional auftretenden Konglomeraten und Breccien findet man in der Arosa-Zone eine Vielzahl lokaler grobklastischer Sedimente unterschiedlichster Zusammensetzung.

a) Bettlerjoch-Breccie

Die vorwiegend als monogene und polygene Dolomitbreccie ausgebildete Bettlerjoch-Breccie wurde schon von SEIDLITZ (1906) und TRÜMPY (1916) beschrieben und in der Folge von verschiedenen Autoren neu untersucht (AMPFERER, 1937; SCHAETTI, 1951; ALLEMANN, 1957 und RICHTER, 1957).

RICHTER (1957) beschrieb neben Dolomit-, Kalk-, Sandstein-, Tonschiefer-, und bunten Hornstein-Komponenten auch Radiolarit-Bruchstücke. Dies veranlasste ihn dazu, die Bettlerjoch-Breccie mit der Maraner-Breccie zu vergleichen, und sie als Ablagerung des Oberjuras zu deuten. SCHAETTI (1951) und GRUNER (1981) konnten jedoch zeigen, dass es sich bei den roten Hornsteinen nicht um Radiolarite, sondern, ähnlich wie bei der Weissfluh Serie, um völlig verkieselte und rot pigmentierte Oolithe handelt. GRUNER (1981) glaubte, dass die Bettlerjoch-Breccie wegen ihrer Ähnlichkeit mit der Dolomit-dominierten Breccie der Weissfluh-Serie und den unterjurassischen Breccien in der Err-Berninia-Decke (Padella Breccie: SCHÜPBACH, 1973) liasischen Alters sei.

b) Wurmhalde-Breccie

GRUNER (1981) zeigte, dass es sich bei der von CADISCH (1921) als Falknis-Breccie

bezeichneten Abfolge an der Wurmhalde um ein Element aus der Arosa-Zone handelt. Die Breccie besteht vorwiegend aus Dolomit- und Kalkkomponenten. Daneben enthält die Wurmhalde-Breccie nach GRUNER (1981) auch Kalke, Sandkalke und Sandsteine, sowie Hornsteine. Im obersten Abschnitt nehmen Einschaltungen von Kristallinkomponenten (v.a. Graniten) zu. Auch diese Breccie vergleicht GRUNER (1981) mit der typischen Weissfluh-Breccie und ordnet sie zwischen (oberem?) Lias und Dogger ein.

c) Augstenbreccie

Im Gebiet des Augstenhorns zwischen der Parsennfurrga und der Casanna bei Klosters hat WEISSERT (1975) unter dem Namen **Augstenbreccie** eine Breccie beschrieben, welche dem unterostalpinen Casanna-Grüenhorn Komplex zugeordnet wird. CADISCH (1921) und GEES (1954) bezeichneten diese Ablagerung als Streifenschieferbreccie und stellten sie in die Lias.

Die in einer Vielzahl von isolierten Aufschlüssen anstehende Breccie ist insgesamt in einer Mächtigkeit von gegen 30m erhalten und weist gegenüber den Allgäu-Schichten im Liegenden und dem Silvretta-Kristallin im Hangenden tektonische Kontakte auf.

Die Komponenten der Augstenbreccie sind meist gut gerundet und können zwischen weniger als 1mm und mehr als 1m Durchmesser haben. Es dominieren Hauptdolomite und Plattenkalke, die zusammen bis zu 50% der Komponenten ausmachen. Daneben kommen kalkige Dolomite, Echinodermenkalke, Radiolarite, Calpionellenkalke, pelagische Kalke mit Foraminiferen, sowie Kalkphyllite und selten Sandsteine und Basalte vor. Neben Quarz-dominierten Sandsteinen handelt es sich bei den klastischen Einschaltungen vorwiegend um sehr feinkörnige kalkige Sandsteine. Diese sind alle Chromit-frei und von sedimentären Lithoklasten dominiert, können jedoch wegen ihrer kleinen Korngrößen nicht näher bestimmt werden. Unter dem Mikroskop fallen im weiteren verschiedene dichtgepackte jurassische Komponenten auf, die eine Vielzahl von Mikrofossilien enthalten (Crinoiden: Lias; Spongiensklerite: Lias; pelagische Bivalven: oberer Lias-Dogger; Radiolarien: Malm; Calpionellen: oberes Tithonian-Berriasian; und Saccocoma: Kimmeridgian-Tithonian). In einer pelagischen Kalkkomponente fand WEISSERT (1975) *Rotalipora appenninica* und *Globotruncana stephani*, welche diese Breccie als **spät- bis postcenomane** Ablagerung einordnen.

WEISSERT (1974) glaubt, dass die Augstenbreccie ursprünglich als Mudflow abgelagert, nachträglich mehrfach durch Resedimentation umgeformt und durch tektonische Prozesse überprägt wurde. Er beschreibt neben Drucklösungs-

erscheinungen (Mikrostylolithen) im Kontaktbereich zum überlagernden Kristallin elongierte Komponenten (L-Tektonite), welche auf eine von Ost nach West gerichtete Bewegung des Silvretta-Kristallins hindeuten.

Wegen der isolierten Aufschlüsse und der tektonischen Überprägung ist es nach unserer Ansicht schwierig festzustellen, ob es sich bei dieser Breccie um eine proximale Flyschablagerung handelt, oder inwieweit die intensive Durchbewegung ausschliesslich tektonischen Ursprungs ist. Nach HSÜ (persönliche Mitteilung 1985) handelt es sich bei den Aufschlüssen in der Umgebung des Augstenhorns um ein tektonisches Melange, welches während der Überschiebung der Silvretta-Decke gebildet wurde. Die stark gescherte, ehemals sedimentär abgelagerte Breccie bildet die Matrix dieses Melanges. Die grossen Dolomitblöcke und Linsen von Allgäu-Kalken wurden als Komponenten aus den darunterliegenden Einheiten mitgerissen. Im obersten Abschnitt, unmittelbar unter der Überschiebungsfläche des Silvretta-Kristallins sind neben den chaotisch eingelagerten Sedimentblöcken auch Kristallinlinsen eingespiesst.

Zum Ursprungsgebiet der Augstenbreccie lässt sich folgendes feststellen. Sämtliche Komponenten inklusive der Basalte sind mit einer ostalpinen Herkunft kompatibel. Das Südpenninikum hingegen kommt wegen der Dolomite als Liefergebiet nicht in Frage. Ob die Augstenbreccie jedoch ursprünglich im Unterostalpin oder weiter süd(östlich) abgelagert wurde kann nicht entschieden werden.

d) **Übrige Breccien aus dem Rätikon**

1. RICHTER (1957) beschrieb aus mehreren Lokalitäten des Rätikons Radiolaritbreccien. Bei einer Breccie aus dem Schwarzhornsattel an der Verspala spricht er sogar von einer "Radiolarit-Transgressionsbreccie". Wir fanden an derselben Stelle eine Breccie, welche neben Oo- und Pelsparit- vorwiegend Hornstein-Komponenten mit verkieselten Radiolarienphantomen enthält.
2. Äquivalente zu der von BLASER (1952) beschriebenen Obertithonbreccie und der Cenomanbreccie vom Bargellajoch (ALLEMANN, 1957) wurden im östlichen Rätikon nirgends gefunden.
3. Am Cavelljoch fällt eine Kalkbreccie auf, die vorwiegend durch Komponenten von "pelletal grainstones" mit einzelnen Crinoiden, Ooiden und Foraminiferen (*Lenticulina sp.*) charakterisiert ist. Daneben enthält diese Breccie Packstones mit Mikrobioklasten und Ostracoden, sowie Glaukonit-haltige Crinoiden-Dolosparite. RICHTER (1957) beschrieb aus dem Nordhang des Cavelljochs Liasbreccien, welche grosse Ähnlichkeit mit dem oben beschriebenen Breccientyp haben.

4. Am Öfenpass und am Zerneiderjöchle treten polygene, sedimentär gebildete Breccien und Konglomerate (pebbly mudstones) auf, die neben Siltiten mit Crinoiden und Bivalven verschiedenste Dolomit- und Kalkkomponenten enthalten:

-Oo-Sparite und Onko-Sparite

-Bivalven-Crinoiden-Kalke

-Ostracodenkalke

-Kalke mit *Glomospirella* sp.

Die meisten dieser Komponenten sind typische Flachwassersedimente der Trias, wie sie auch für die Dolomit-dominierte Fazies der Weissfluh-Serie charakteristisch sind.

HEISSEL et al (1965) bezeichneten auf der geologischen Karte des Rätikons die gesamte Abfolge zwischen Öfenpass und Zerneiderjöchle als Saluver-ähnliche Schiefer mit Linsen von Sandsteinen und Breccien und stellten sie in die untere bis mittlere Kreide.

Was den pebbly mudstone angeht, so stimmen wir mit HEISSEL et al (1965) mit der zeitlichen Einstufung in die Kreide überein. Der lithologische Vergleich dieses Konglomerats mit der Weissfluh-Serie ist nach unserer Ansicht jedoch nicht angebracht, da darin sowohl Palombini-Kalke, wie auch südpenninische Flysch-Sandsteine aufgearbeitet sind. Die Dolomitbreccie und mit Vorbehalt auch die polygene Kalkbreccie an der Basis des Öfenkopf-Profiles hingegen können mit den Dogger-Sedimenten der Weissfluh-Serie verglichen werden.

4.6. Interpretation der petrographischen Daten

Die Resultate der verschiedenen petrographischen Untersuchungen der Sandsteine, Konglomerate und Breccien lassen sich folgendermassen interpretieren:

4.6.1. Sandsteine

Die Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone wurden in erster Linie anhand der Schwerminerale und in Übereinstimmung mit der Zusammensetzung der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke in 3 Haupt- und mehrere Nebengruppen eingeteilt:

a. **Chromit-dominierte Gruppe**

b. **Chromit-führende Gruppe**

c. **Chromit-freie Gruppe**

Mit Hilfe dieser Analysen können folgende Schlüsse auf die Beschaffenheit der Liefergebiete gezogen werden:

- Flysch-Sandsteine, welche einen sehr hohen Prozentsatz an Chromiten enthalten, stammen aus Liefergebieten, in welchen Lithologien aus der südpenninischen Ophiolithserie über Elemente des ostalpinen kontinentalen Grundgebirges stark dominierten. Meist sind diejenigen Sandsteine, welche einen hohen Chromitgehalt aufweisen, durch einen hohen Anteil an sedimentären lithischen Komponenten charakterisiert (Fig. 13).
- Flysche mit einem mässigen oder geringen Chromitgehalt, welche durch stabile Schwerminerale (Turmalin, Zirkon, Rutil, Brookit/Anatas) charakterisiert sind, weisen auf eine ausgeglichene Zusammensetzung des Herkunftsgebietes hin. Sowohl ozeanische Krustenelemente, wie auch Kristallinseries des distalen Kontinentalrandes müssen das Material in die Flyschbecken geliefert haben.

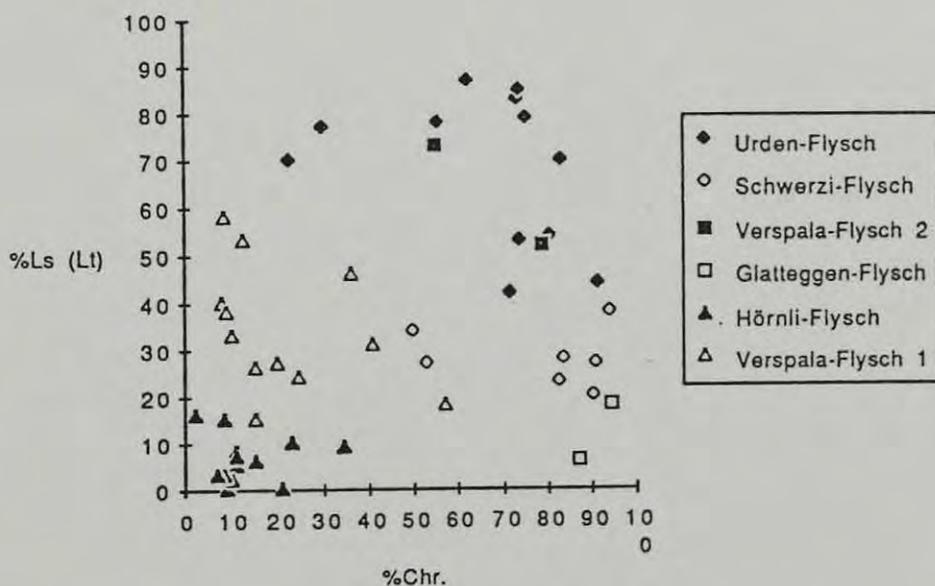


Fig. 13: Korrelationsdiagramm zwischen dem Chromit-Gehalt und dem Anteil an sedimentären lithischen Komponenten (aus allen lithischen Komponenten) in den Flysch-Sandsteinen der Arosa-Zone.

- Die grosse Gruppe der Chromit-freien Sandsteine stellt ein spezielles Problem dar. Mit grosser Wahrscheinlichkeit kommen im Gebiet der Arosa-Zone zwischen dem Rätikon und dem Oberhalbstein keine Sedimente vor, welche jünger sind als Turonian (vgl. Kapitel 5). Daher ist die Dominanz von Schwermineralen kratonischer Herkunft nicht mit der Veränderung im SM-Spektrum in Richtung der

stabilen Schwerminerale zu erklären, wie sie in der Gosau ab dem Campanian beobachtet wird (WOLETZ, 1963; STRATTEGGER, 1986). Im weiteren ist nicht anzunehmen, dass während der Subduktion/Obduktion eine so markante Dominanz der stabilen Schwerminerale die südpenninischen Ophiolithserien als Liferant von Chromiten so vollständig unterdrückte.

Die Schwermineralassoziationen, die Fazies der Klasten und die Lithologie dieser Chromit-freien Sandsteine zeigen jedoch deutliche Affinitäten mit den Sandsteinserien aus der unterostalpinen Zone von Samaden (FINGER, 1978). Es kann deshalb angenommen werden, dass zumindest der Grossteil der Chromit-freien Sandsteine im (mittleren?) Jura während der Rifting-Phase im Südpenninikum auf dem distalen Kontinentalrand abgelagert wurden (vgl Kapitel 4.5 und 10.), und als Schuppen und Elemente von Melange-Formationen in die Arosa-Zone integriert wurden.

4.6.2 Breccien und Konglomerate

Da die Mikrofazies der Komponenten in grobklastischen Sedimenten besser bestimmbar ist als diejenige in den Sandsteinen, können die Grobklastika oft bestimmten Mutterformationen zugeordnet werden. Vor allem für die Sedimentgerölle lassen sich gute Korrelationen mit unterostalpinen bzw. südpenninischen Lithologien herstellen.

4.6.2.1. Sedimentäre Komponenten

Der Reichtum an verschiedensten Dolomitgeröllen ist ein Merkmal der meisten grobklastischen Sedimente, welche viele sedimentäre lithische Klasten führen (vgl Tabelle 3; Typ 1a, 1d, 3b).

- Den Hauptanteil der Dolomite bilden sterile Dolomikrite und -sparite.
- Häufig sind auch Oo-, Onko-, und Pel-Sparite/mikrite, Ostracoden- und Crinoiden-reiche, sowie Foraminiferen-führende (mit *Glomospira* sp.) Dolomikrite und -sparite erhalten.
- Selten findet man stromatholitische und flaserige Dolomikrite.
- Die Dolomite können praktisch alle den Flachwasserkarbonaten der ostalpinen Obertrias zugeordnet werden. Namentlich Komponenten aus dem **Hauptdolomit** (z. B. stromatholitische Dolomite, Oo- und Pel- Dolomikrite, Loferite), sowie der **Kössener-Formation** mit Crinoiden und Bivalven, Ostracoden, Foraminiferen (*Glomospirella*) und Pellets sind überaus häufig. Die Pel-Mikrite können auch aus

dem kalkigen Anteil des Hauptdolomites (**Plattenkalk**) stammen.

Neben den Dolomiten findet man in geringerer Menge auch Kalke, die weniger leicht zu korrelieren sind:

Den Hauptanteil bilden fossilfreie, monotone Mikrite, welche oft nur dank der Karbonatfärbung von den sehr ähnlichen Dolomikriten zu unterscheiden sind. Daneben können folgende Typen beschrieben werden:

a) feinkörnige Mikrite mit Calcit-gefüllten Radiolarien und sehr seltenen Calpionellen (oberster Jura bis untere Kreide, **Calpionellenkalk-Formation**)

b) Bivalven-Crinoiden-Kalke

Spikulitische Kalke (**Allgäu-Formation**)

Mikrite mit authigenem Quarz

feinkörnige hemipelagische Kalke

Alle diese Kalke stammen wahrscheinlich aus dem unteren Jura und die Bivalven-Crinoiden-Kalke aus der oberen Trias der unterostalpinen Einheiten.

c) In gewissen Breccien sind verkieselte Kalke sehr häufig. Die Kalkmatrix ist teilweise vollständig durch Quarz ersetzt und zeigt im Extremfall ein mosaikartiges, bestäubtes Quarzgefüge, welches von Hornsteinen schwer zu unterscheiden ist (vgl. Kapitel 4.7.).

Die verkieselten Mikrite können nicht eindeutig zugeordnet werden. Folgende Möglichkeiten können in Betracht gezogen werden:

In der Allgäu-Formation sind nach EBERLI (1985) nur aus der Ela-Decke geringmächtige kieselige Kalke (**Stidier Kalk**) bekannt. Grössere Mächtigkeit erreichen Kieselkalke in der **Agnelli-Formation** (FINGER, 1978). Vor allem der mittlere Abschnitt wird von kieseligen Kalken mit Silexlagen aufgebaut. In den **Calpionellenkalcken** findet man nur sporadisch Hornsteinknollen, jedoch keine eigentliche Kieselkalke

Obwohl diese verkieselten Komponenten zeitlich nicht genau eingestuft werden können, wurden sie wegen ihrer charakteristischen Verbreitung (vgl. Tabelle 3, Breccie 2b) speziell unterschieden.

4.6.2.2. Kristalline Komponenten

Einige der grobklastischen Sedimente enthalten beträchtliche Mengen an Kristallin-Komponenten (vgl. Tabelle 3). Bei diesen Geröllen ist es schwieriger, sie einer bestimmten Herkunftsformation zuzuordnen.

Aufgrund der Untersuchungen der verschiedenen Kristallinschuppen, welche heute in die Arosa-Zone integriert sind (STAUB, 1915; CADISCH, 1921; GRUNAU, 1947;

STRECKEISEN, 1948; GEES, 1954, 1955), lässt sich folgender Schluss ziehen:

Mit Ausnahme weniger Kristallinblöcke aus dem Mittelpenninikum (vgl. Anhang A, Profil 4), welche an der Basis der Einheit eingeschuppt sind, können sämtliche kristallinen Komponenten dem ostalpinen Grundgebirge zugeordnet werden. Da zur Zeit der Bildung der grobklastischen Sedimente, sowohl während der Zeit des jurassischen Rifting, wie auch während der mittel- bis oberkretazischen Orogenese, neben Elementen der südpenninischen ozeanischen Serie nur das Kristallin der ostalpinen kontinentalen Kruste im Einzugsbereich der Sedimentationsbecken lag, stammen wahrscheinlich auch die kristallinen Gerölle in den klastischen Sedimenten alle aus diesem Raum.

In der Region Arosa sind auch reine Kristallinbreccien erhalten, welche schon auf der Mittelbünden-Karte von CADISCH (1922) eingezeichnet sind und später von GRUNAU (1947) ausführlich besprochen wurden.

In den verschiedenen polygenen Breccien und Konglomeraten konnten folgende Kristallinkomponenten gefunden werden:

Magmatische Komponenten:

a) In der Gruppe der **Porphyre und anderen Vulkaniten** bilden erstere den weitaus grössten Anteil. Quarzporphyre (\pm Rhyolite) und Quarz-Plagioklas-Porphyre, daneben selten Granitporphyre (\pm Dacite) sind in der Weissfluh-Breccie und in der Hörnli-Breccie erhalten

Andere **Vulkanite** sind nur sehr selten zu beobachten. Die Augstenbreccie enthält Basalte und in der Verspala-Breccie können chloritisierte Serpentine beobachtet werden.

b) Die **mikrokristallinen Magmatite** bilden den Hauptanteil unter den magmatischen Komponenten. Granite und Aplite findet man vorwiegend in den Breccien der Weissfluh-Serie. Daneben kommen Tonalite (Mikrotonalite, vor allem in der Hörnli-Breccie), Diorite und Gabbros vor.

Metamorphe Komponenten:

Metamorphe Gerölle bilden in einzelnen Breccien einen wesentlichen Anteil der Komponenten und sind vor allem durch folgende Typen vertreten:

Zweiglimmergneise (Chlorit-Serizit-Gneise und Schiefer) sind sowohl in den Breccien der Weissfluh-Serie wie auch in der Maraner-Breccie enthalten. Hellglimmer-Albit-Gneise findet man in der Maraner-Breccie. Plagioklas-reiche Chlorit-Gneise und Muskovit-Chlorit-Gneise können in der Hörnli-Breccie beobachtet

werden. In dieser Breccie fallen zudem beträchtliche Mengen an tektonischen Quarziten auf.

Als potentielle Herkunftsgebiete der verschiedenen Kristallinkomponenten können folgende Ostalpinen Einheiten in Betracht gezogen werden:

Unterstalpin:

a) Granite sind vor allem in der **Err-Decke** bekannt, wo auch Aplite erhalten sind. Tonalite und Quarzporphyre sind in dieser Einheit ebenfalls weitverbreitet (CORNELIUS, 1935). Granite bilden auch in der **Bernina-Decke** die Hauptmasse des Kristallins (STAUB, 1916, CORNELIUS, 1935). Die Nairporphyroide sind von rhyolitischer bis rhyodacitischer Zusammensetzung (FINGER, 1978) und könnten als Lieferant von Quarzporphyr-Geröllen gedient haben.

b) Zweiglimmergneise und Orthogneise mit chloritisierten Biotiten und Muskoviten, sowie Quarzite sind in der Err-Decke ebenfalls vertreten (CORNELIUS, 1935).

Die Serizit-Albit-Gneise und Glimmerschiefer, welche STAUB (1915) zusammen mit anderen Lithologien wie Quarziten und Phylliten mit dem Sammelbegriff Casanna-Schiefer für die metamorphe Serie prätriadischer Sedimente bezeichnete, bilden einen wichtigen Anteil der Kristallinschuppen in der Arosa-Zone (CADISCH, 1921, GRUNAU, 1947). Diese Casanna Schiefer könnten demnach eine mögliche Quelle von serizitischen Gneiskomponenten sein, wie sie beispielsweise in den Breccien der Weissfluh-Serie enthalten sind (GRUNER, 1979).

Oberostalpin:

Die oberostalpinen Decken enthalten ein sehr breites Spektrum an Kristallingesteinen. Das **Silvretta-Kristallin** ist neben Amphibolithen und Glimmerschiefern aus einer grossen Anzahl verschiedenster Gneise aufgebaut (WENK, 1934, STRECKEISEN et al, 1966; OBERHAUSER, 1980); einerseits aus Paragneisen (v.a. Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen) und andererseits aus Orthogneisen (vor allem Augen- und Flasergneisen).

Das Kristallin der **Oetztal-Decke** hat eine sehr ähnliche Zusammensetzung wie das der Silvretta-Decke. Es dominieren diverse Gneise und Glimmerschiefer. Unter den Paragneisen herrschen Biotit-Plagioklas-Gneise vor. Bei den Orthogneisen findet man vorwiegend Augen- und Flasergneise, sowie Biotit-Granat-Gneise. Daneben besteht das Oetztal-Kristallin vorwiegend aus Amphibolithen (SCHMID, 1965; OBERHAUSER, 1980).

Welche der beschriebenen tektonischen Einheiten als Lieferant für die verschiedenen Kristallinkomponenten gedient hat, kann aus den vorliegenden Untersuchungen nicht

geschlossen werden. Dazu wären genauere Bestimmungen der verschiedenen Kristallintypen und ausführliche Vergleiche mit den potentiellen Herkunftsgesteinen nötig.

4.7. Diagenese und schwache Metamorphose der Sandsteine

Zur Beschreibung von strukturellen Umwandlungen, die während der Diagenese in Sandsteinen ablaufen können, eignet sich die Klassifikation von KOSSOVSKAIA & SHUTOV (1958). Diese Autoren haben 4 Stufen der Diagenese und schwachen Metamorphose vorgestellt, welche in Sandsteinen zu beobachten sind. FREY (1969, 1970) konnte diese 4 Stufen mit Mineral-Stabilitätsgrenzen von WINKLER (1967), und mit der Illit-Kristallinität (KÜBLER, 1967) in Beziehung bringen:

K. & S.(1958)	WINKLER (1967)	KÜBLER (1967)	KÜBLER (1967)
beginnende Epigenese	Diagenese	unmetamorph	IK > 7.5
hohe Epigenese	Laumontit-Prehnit-Quarz	anchimetamorph	7.5 > IK > 4
frühe Metagenese	Pumpellit-Prehnit-Quarz	anchimetamorph	7.5 > IK > 4
späte Metagenese	Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit	epimetamorph	IK < 4

Nach KOSSOVSKAIA & SHUTOV (1958) umfasst der **Diagenesebereich** die "Zone mit unverändertem tonigem Zement". Die "Zone mit verändertem tonigem Zement" und die "Zone der quarzitischer Struktur mit Chlorit- und Serizit-Zement" entsprechen der **Anchizone**. Mit der "Zone der stachelförmigen Struktur mit Muskovit und Chlorit-Zement" setzt ungefähr die **Epizone** ein.

Da unsere Sandsteine vorwiegend Matrix-arm bis Matrix-frei, dafür aber meist durch Fe-Calcit zementiert sind, kann die Methode der Russen zur Beschreibung von Mineralumwandlungen in der Tonmatrix nicht angewendet werden. Die Dominanz der Chlorit-Illit Paragenese in den tonigen Sedimenten, sowie die in den meisten Gesamtgesteins-Röntgenanalysen zu beobachtende Mineralassoziation Illit-Chlorit-Albit-Quarz, sind jedoch Hinweise darauf, dass zumindest die Zone der veränderten Tonmatrix im Sinne von KOSSOVSKAIA & SHUTOV (1958) erreicht wurde.

In unseren Dünnschliffen aus der Arosa-Zone können verschiedene diagenetische Umsetzungen beobachtet werden, die vorallem die Komponenten der Sandsteine und Breccien erfasst haben. Diese lassen sich in 3 Gruppen von Prozessen, nämlich in **Verdrängungen, Umwandlungen und authigene Mineralneubildungen** unter-

teilen.

THUM & NABHOLZ (1972) beschreiben aus dem Prättigau-Flysch ähnliche diagenetische Veränderungen, welche nach diesen Autoren vorwiegend bei Bedingungen entstanden sind, wie sie während der unteren Anchizone herrschen.

4.7.1. Verdrängungen (replacement)

Bei den **Verdrängungen** findet ein simultaner Auflösungs/Wiederausscheidungs-Prozess statt, bei welchem ein Kristall auf Kosten eines anderen an derselben Stelle wächst. Der Ersatz erfolgt über einen Flüssigkeitsfilm.

Aus dieser Gruppe der diagenetischen Veränderungen fallen vor allem zwei Prozesse auf, die in den Sandsteinen der Arosa-Zone eine grosse Verbreitung haben (Prozesse a und b)

a) Verdrängung von Calcit durch Quarz

In Fossilbruchstücken ist oft zu beobachten, dass kalkige Schalen aufgelöst und durch Quarz ersetzt sind. Solche Verkieselungen erfassen in unseren Sandsteinen vor allem auch Ooide.

In die Gruppe der Verdrängung von Calcit durch Quarz gehören wahrscheinlich auch die Verkieselungen von Mikritkomponenten (vgl. 4.6.2.1). Vor allem in sedimentären Breccien kann dieser Prozess im Extremfall zu mosaikartigen Quarzaggregaten führen, welche einzelne Komponenten vollständig erfassen können. Es ist jedoch schwierig, diese von authigen gebildeten Quarzen zu unterscheiden, wie sie in Mikriten ebenfalls häufig vorkommen.

In einzelnen Sandsteinen sind feine Quarzspiesse ausgebildet, welche parallel zur Schieferung im Druckschatten von Komponenten wachsen und als sogenannte Faserbärte bezeichnet werden.

Während die Verkieselungen frühdiagenetischen Ursprungs sein können, sind die Faserbärte das Produkt einer fortgeschrittenen anchizonalen Metamorphose.

b) Verdrängung durch Calcit

Der Ersatz durch Calcit ist der am häufigsten zu beobachtende Verdrängungsprozess: In vielen Sandsteinen aus der Arosa-Zone wurde ein Grossteil der Feldspäte (v.a. Plagioklase) durch Calcit ersetzt. Es kann festgestellt werden, dass die Plagioklase ausgehend von Bruchstellen unterschiedlich stark von Calcit verdrängt wurden. Dies führt oft zu einem fleckenartigen Aussehen der rotgefärbten Plagioklase. Der Calcit bildet in einigen Fällen Pseudomorphosen nach Feldspat.

In den von L_{vh} -Komponenten dominierten Sandsteinen (**Hörnli-Flysch** etc.) kann

beobachtet werden, dass vor allem in mikrokristallinen Magmatiten, welche einen hohen Plagioklas-Anteil aufweisen, die Feldspäte weitgehend durch Fe-reichen Calcit ersetzt sind.

Die Verdrängung von Quarz durch Calcit ist ein weit weniger ausgeprägter Prozess. In erster Linie fallen detritische Einzelkörner und ganze Quarzaggregate auf, die vom Rand her durch Calcit ersetzt wurden. Auch die unter erhöhten Druck-Bedingungen gebildeten Faserbärte können partiell durch Calcit verdrängt sein (vgl. Abschnitt a).

Bei den kieseligen Fossilien wie Radiolarien und Spongien, die heute mit Calcit gefüllt sind, handelt es sich nicht um eine Verdrängung, sondern eher um einen frühdiagenetischen "solution-cavity-fill"- Prozess, bei dem Opal A aufgelöst und durch Calcit ersetzt wurde.

c) Verdrängung durch Dolomit

In Hornstein-Komponenten und in Sandsteinen mit einer kryptokristallinen quarzitären Grundmasse fallen grosse neugebildete Dolomitrhomboeder auf, die stellenweise miteinander verwachsen sein können. Dolomitemente konnten nur sehr selten beobachtet werden. Meist erkennt man schön ausgebildete rhomboedrische Einzelkristalle, die von einem dunklen Tonsaum umgeben sind. In einigen Schlifften sind grosse Fe-Calcit Rhomboeder erhalten, welche einen dolomitischen Kern enthalten. Der Dolomit scheint dabei den Fe-Calcit verdrängt zu haben.

GRUNER (1979) berichtet von Verdrängungen von neugebildeten Quarzen und Feldspäten durch Dolomit und glaubt, dass dieser Prozess vorwiegend während der höheren Diagenese abläuft.

d) Verdrängung von Feldspat durch Hellglimmer und Chlorit

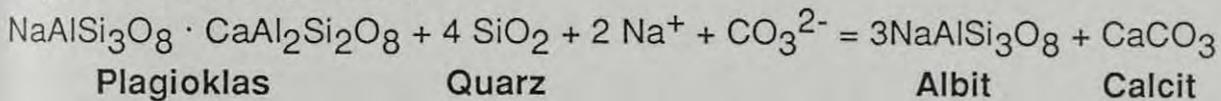
In Plagioklas-Einkristallen fallen sehr häufig kleine Hellglimmerleisten und vor allem Chloritgarben auf, die während der Diagenese entstanden sind (Fig. 14).

Möglicherweise stammen die Hellglimmer aus primär durch die Umwandlung von Feldspäten gebildetem Kaolinit. Durch Aufnahme von Eisen und Magnesium kann der Kaolinit auch zu Chlorit umgebildet werden (BOLES & FRANKS, 1979). HELMHOLD et al. (1982) beschreiben, dass vorwiegend Ca-Feldspäte und Kalifeldspäte chemisch instabil sind und unter Einfluss saurer Porenlösungen von Kaolinit verdrängt werden können. Später, mit zunehmender Metamorphose werden diese Kaolinite serizitisiert. Unsere Tonmineral-Untersuchungen zeigen, dass dieser Prozess eventuell auch in den Sandsteinen der Arosa-Zone gespielt hat, da nur in Einzelfällen noch Kaolinit erhalten ist (vgl Fig. 10).

4.7.2. Umbildungen

Bei den **Umbildungen** handelt es sich um Substitutionen bestimmter Elemente im Kristallgitter, ohne dass es zur Auflösung des zur Umwandlung gelangenden Minerals kommt. Die Umbildungen erfassen nach KOSOVSKAIA & SHUTOV (1958) und FREY (1969) vorwiegend Tonminerale, welche in Glimmerminerale und Chlorite umgewandelt werden.

In vielen Sandsteinen der Arosa-Zone kann beobachtet werden, dass die Plagioklase in Albit umgebildet wurden. Diese Albitisierung erfolgt durch das Ersetzen von Ca^{2+} durch Na^+ -Ionen innerhalb des Feldspatgitters (HELMHOLD, 1985). Die Albite sind oft mit Calcit assoziiert (Fig. 15). Nach BOLES (1982) werden diese Calcite authigen nach folgender Formel gebildet:



In den wenigen Sandsteinen, die K-Feldspat enthalten, kann ebenfalls eine ausgeprägte Albitisierung dieser K-Feldspäten beobachtet werden. Nach WALKER (1984) läuft diese entweder durch direktes replacement (Umbildung):

KAlSi_3O_8 (**K-Feldspat**) + Na^+ = $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (**Albit**) + K^+ , oder über mehrere Zwischenstufen ab. Nach VOLL (1969) wird die Albitisierung von K-Feldspäten durch ein niedriges K/Na-Verhältnis in den Porenwässern bewirkt, welches in der Regel vom K^+ -Einbau in Illite herrührt.

Die Sandsteine der Arosa-Zone waren ursprünglich nicht K-Feldspat frei gewesen. Einzelne K-Feldspat führende Sandsteine (vgl. Obersäsställi) zeigen dies an. Möglicherweise wurden diese Hörnli-Flysch-ähnlichen Sandsteine des Obersässtälis wegen ihrer speziellen tektonischen Position weniger stark metamorph beansprucht als vergleichbare Serien an anderen Orten

Jurassische Sandsteine aus der Zone von Samaden (Saluver-, Bardella-Formation), enthalten in der Regel viele K-Feldspäte und wurden wahrscheinlich in einem ähnlich konfigurierten Becken im Bereich des südlichen Kontinentalrandes abgelagert, wie die Chromit-freien Sandsteine, die heute in die Arosa-Zone (Weissfluh-Serie) integriert sind (vgl. Kap. 4). Dies obwohl nach BERNOULLI & DUNOYER (1976) in der Err-Decke ein höherer Metamorphosegrad erreicht worden ist als in der Arosa-Zone.

LAND (1984) konnte in Bohrprofilen mit zunehmender Tiefe eine immer stärkere Dominanz von Plagioklasen über K-Feldspäte beobachten. Er erklärt dieses Phänomen mit der Kombination von zwei diagenetischen Prozessen:

1. mit dem Auflösen der K-Feldspäte (und der stellenweisen Bildung von Kaolinit) und

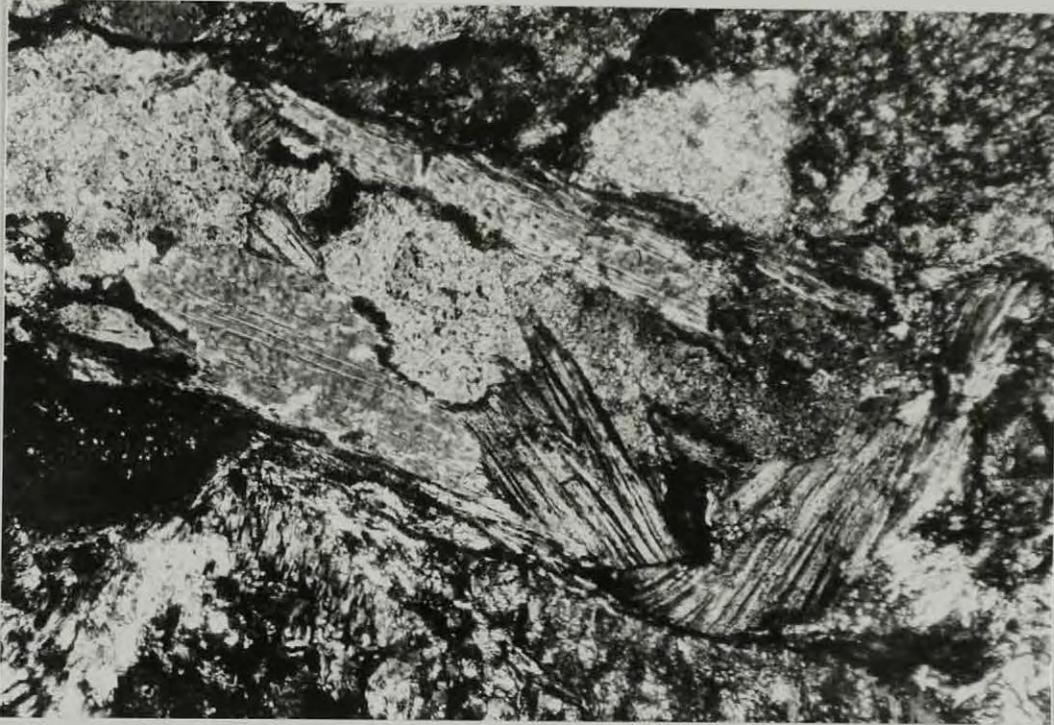


Fig. 14: Verdrängung von albitisiertem Plagioklas durch verbogene Chloritgarben und Hellglimmerleisten.

Schliff: PL 576; Hörnligrat

x Nicols



Fig. 15: Albitisierter Plagioklas wird vom Rand und von Spaltrissen aus durch Calcit ersetzt.

Schliff: PL 975; Urden Augstberg

x Nicols

2. mit der Albitisierung von Plagioklasen.

Nach BOLES & FRANKS (1979) wird K-Feldspat bei 100-120°C zerstört, bei Temperaturen also, die nach den Resultaten der tonmineralogischen Untersuchungen in der Arosa-Zone bei weitem erreicht wurden.

4.7.3. Neubildungen authigener Minerale und Zementation

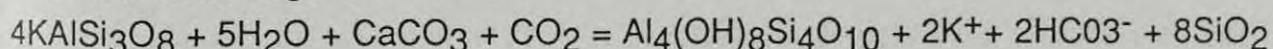
Als Neubildungen werden alle aus Porenlösungen neu ausgeschiedenen Minerale bezeichnet. Zementationen im Intergranularraum spielen vor allem während der frühen Diagenese eine wichtige Rolle.

a) Calcit

Der Grossteil der lithischen Sandsteine aus der Arosa-Zone ist calcitisch zementiert. Meist handelt es sich um einen blockigen Fe-reichen Calcit-Zement, untergeordnet kann auch Fe-freier Calcit-Zement beobachtet werden. Oft fällt in grösseren Hohlräumen, die durch Fe-Calcit zementiert sind, auf, dass grosse Fe-freie Calcitkristalle diese Hohlräume als letzte Phase ausfüllen. Es kann auch vorkommen, dass einzelne Calcitkristalle von einem feinen Tonsaum umgeben sind. Nur sehr selten ist ein A-Zement erhalten. Vor allem Einzelkomponenten und im speziellen Mikrofossilien können von diesem Zement umgeben sein.

b) Quarz

Quarzzemente spielen in einigen Sandsteinen eine wichtige Rolle. Die Kieselsäure kann aus der Auflösung von K-Feldspäten herkommen, welche kaolinitisiert wurden und zwar nach folgender Formel:



K-Feldspat

Kaolinit

Quarz

Recht häufig fallen in Kalkmikrit-Komponenten neu gebildete idiomorphe Quarze mit sehr schönen Anwachssäumen auf. In einigen Fällen (z.B. Verspala-Flysch) scheint ein kontinuierlicher Übergang von Mikriten mit einzelnen idiomorphen Quarzen zu praktisch vollständig verkieselten Mikriten entwickelt zu sein. In letzteren bauen die einzelnen Kristalle praktisch ein quarzitisches Gefüge auf. Dabei spielen eventuell auch Verdrängungsprozesse (vgl. Abschnitt 1a) eine Rolle. In den Sandsteinen und Breccien des Verspala-Flysches fällt der hohe Anteil an Cherts auf, welche ebenfalls als Quelle der Kieselsäure gedient haben können. In Dolomitbreccien und Dolomit-dominierten Sandsteinen sind einzelne Klüfte vollständig quarzitisches zementiert.

d) Feldspäte

Neugebildete Feldspäte sind meist nur in Form von Anwachssäumen um bereits vorhandene detritische Feldspäte gefunden worden. Sporadisch treten sie auch als neugebildete, verzwilligte Albite in Mikriten auf, wie sie auch von GRUNER (1981) aus den Sandsteinen der Falknis-Decke beschrieben wurden.

e) Diverse Neubildungen

Ebenfalls als Neubildung werden die zwischen einzelnen Komponenten und vor allem auch zwischen Calcizement-Kristallen auftretenden Tonzementsäume und die sehr selten zu beobachtenden roten Säume in feinen Klüften (FeMn-Oxyde?) interpretiert. Die in einzelnen Fällen, sowohl als diffus verteilte Einzelkristalle, wie auch in Klüften angehäuften Pyritkristalle sind ebenfalls diagenetischen Ursprungs. Meist treten sie in Form von Kuben auf und können gewisse Schwermineralproben stark dominieren.

4.7.4. Zusammenfassung und Interpretation:

THUM & NABHOLZ (1972) versuchten die diagenetischen Veränderungen in den Sandsteinen des Prättigau-Flysches zeitlich zu ordnen. Da wir verschiedene dieser diagenetischen Veränderungen in den Sandsteinen der Arosa-Zone ebenfalls beobachten können, erscheint es uns sinnvoll, ihre Reihenfolge der Diageneseprozesse mit unseren Beobachtungen zu vergleichen.

Durch Vergleiche mit weniger stark beanspruchten Serien nahmen THUM & NABHOLZ (1972) an, dass als erster Prozess eine **Verdrängung des Calcites durch den Quarz** stattfand. Die Untersuchungen von BLATT et al (1972) ergaben, dass dieser Prozess vor allem frühdiagenetisch abläuft, da bei niedrigen Temperaturen und tiefem pH Quarz stabil ist und CaCO_3 bevorzugt aufgelöst wird. In diese Phase fallen in den Sandsteinen aus der Arosa-Zone die Verkieselung von kalkigen Fossiltrümmern und wahrscheinlich auch die **Bildung von Hornsteinen** sowie die beginnende Verkieselung der Mikrite, wie sie in den Sandsteinen des Verspala Flysches häufig zu beobachten sind.

Als zweiter Prozess findet die **Zementation** durch **Calcit** statt. Nach BLATT et al (1972) führt erhöhte Temperatur und die Zunahme des pH's während der späteren Diagenese infolge alkalischer Porenwässer zur Lösung des Quarzes. CaCO_3 hingegen erreicht bei diesen Bedingungen eine grosse Stabilität. Der relativ frühe Zeitpunkt dieser Prozesse wird zudem durch die nachfolgende Verdrängung von Calcit durch Dolomit angezeigt, wie sie in den Sandsteinen aus der Arosa-Zone häufig zu beobachten sind. Wahrscheinlich setzt in dieser Phase auch die **Albitisierung der**

Feldspäte ein.

In einer dritten Stufe werden verschiedene Minerale **durch Calcit verdrängt**. Am häufigsten ist dieser Prozess in den Sandsteinen aus der Arsa-Zone an detritischen Feldspäten und Quarzen zu beobachten. Auch authigene **Anwachssäume** um Quarze können partiell durch Calcit ersetzt werden. Eventuell findet in dieser Diagenese-phase auch die **vollständige Zementierung** der primär durch Fe-Calcit gefüllten Klüfte mit Fe-freiem Calcit statt.

Nach THUM & NABHOLZ (1972) finden die beschriebenen diagenetischen Veränderungen hauptsächlich in der unteren Anchizone bei IK-Werten von 7,5-6 statt. Vergleiche mit unseren Illitkristallinitäts-Werten zeigen, dass der Grossteil der Lithologien aus der Arosa-Zone diese Stufe erreicht hat. Sämtliche Messungen zeigen mindestens anchizonale Metamorphose-Bedingungen an.

In wenigen Sandstein-Proben aus der Arosa-Zone konnten auch Strukturen gefunden werden, welche hauptsächlich während eines höheren Stadiums der Anchizone entstanden sind und in die Zone der quarzitischen Strukturen mit Chlorit- und Serizit-Zement (KOSSOVSKAIA & SHUTOV, 1958) eingereiht werden können. Die wichtigsten darunter sind die Faserbärte, welche einerseits als stachelförmige, reine Quarzaggregate, andererseits als eine Assoziation von Quarz und Phyllosilikatleistchen im Druckschatten von detritischen Komponenten ausgebildet sind. THUM & NABHOLZ (1972) haben beobachtet, dass diese stachelförmigen Strukturen im Grenzbereich Anchi-Epizone verschwinden.

Nur in Einzelfällen konnten sogenannte quarzitisches Strukturen beobachtet werden, welche Metamorphosebedingungen der obersten Anchizone anzeigen. Bei diesen Strukturen bilden oft verzahnte Einzelkristalle einen Tripelpunkt. Solche Aggregate sind jedoch nur auf quarzreiche Sandsteine aus der Region Davos (Weissfluh) beschränkt, deren IK-Werte Bedingungen der obersten Anchizone anzeigen.

5. Biostratigraphie

Wegen der diagenetischen und zum Teil schwach metamorphen Ueberprägung der Sandsteine und assoziierten Pelite konnte kein bestimmbares kalkiges Nannoplankton gefunden werden. Eine Anzahl von palynologischen Präparierungen zeigten ebenfalls nicht die erwünschten Resultate. Die vorliegenden biostratigraphischen Daten beschränken sich auf Foraminiferen-Bestimmungen in Dünnschliffen (M. Caron, Universität Fribourg).

Das Alter des **Verspala-Flysches** ist schon seit längerem bekannt. Für einen anderen Flysch aus der Arosa-Zone, den **Schwerzi-Flysch** können in der vorliegenden Arbeit biostratigraphische Daten präsentiert werden.

Der **Verspala-Flysch** wurde von SEIDLITZ (1906) wegen der Anwesenheit von *Orbitulina lenticularis* in die Kreide gestellt. BURGER (1978) fand Foraminiferen, die eine genauere Einstufung dieses Flysches ins obere Cenoman zuließen. OBERHAUSER (1984) entdeckte in verschiedenen Proben neben *Rotalipora appenninica* auch *Globotruncana helvetica*-ähnliche Formen, was ihn dazu bewog, für das Hangende des Verspala Flysches ein turones Alter zu postulieren. Eigene Untersuchungen ergaben ein ähnliches Resultat. Neben kleinen *Hedbergellen* ssp., *Dicarinella?* sp? (vgl. Fig. 16), und fraglichen *Globotruncana elevata*, welche in mehreren Proben vorkommen ist in einer Probe vom Verspalagrät eine grosse, konische Form erhalten, welche eventuell auf ein jüngeres Alter (**Coniacian**) hinweisen könnte (Bestimmung M. Caron)

Verspala-Flysch: Turonian oder jünger?

Als weitere Serie konnte der **Schwerzi-Flysch** datiert werden. In der Typlokalität (Profil 8) am Weissfluh-Westgrät wurden keine Faunen gefunden. Hingegen enthielt eine Probe aus dem Grät nördlich von Verborgene Wäng bei Arosa (vgl Profil 17) mehrere bestimmbare planktonische Foraminiferen:

-*Praeglobotruncana* sp. oder *Rotalipora ticinensis*

-*Hedbergella* spp.

-*Helvetoglobotruncana praehelvetica*

-*Praeglobotruncana gibba*

Mit diesen Foraminiferen kann der Schwerzi-Flysch nach CARON (1985) ins **obere Cenomanian bis untere Turonian** eingeordnet werden.

In zwei Proben eines grauen, stark kalkigen Sandsteines (PL 907, 910), welche unter der mächtigen Hörnli-Flysch Sequenz bei Motta (vgl Profil 28) in eine Serie von grauen bis schwarzen, phyllitischen Schieferen (z.T. Lavagna-ähnlich) eingelagert ist,

konnte M. Caron folgende Foraminiferen bestimmen:



Fig. 16: *Dicarionella? sp?* aus dem Verspala-Flysch.
Schliff: PI 1759; Verspalagrat

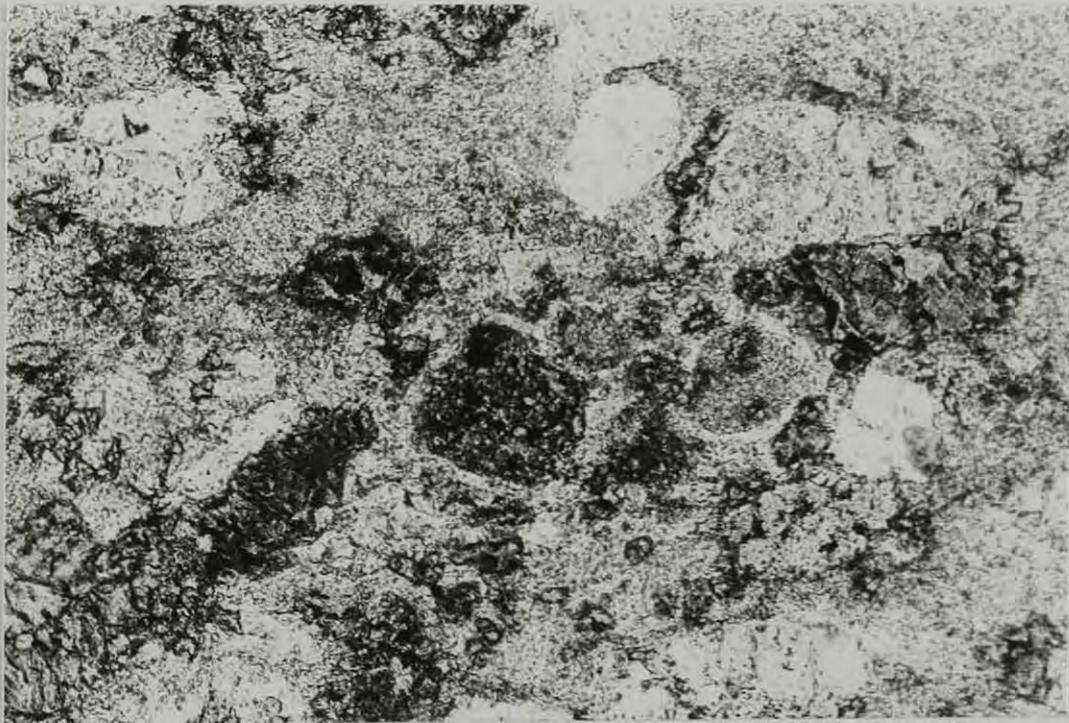


Fig. 17: *Rotalipora cushmani* aus einem kalkigen Sandstein
Schliff: PL 907; Abschnitt 2 im Profil Motta Nord (Profil 28)

-PL 907: *Marginotruncana coronata*

Marginotruncana sigali

Hedbergella ? sp.

Schakoina multispinata cenomana

Rotalipora cushmani (vgl. Fig. 17)

Diese Foraminiferen erlauben eine Einstufung dieses Sandsteins ins **Cenomanian bis obere Turonian** (ohne Evidenz für unteres Turonian), nach M. Caron ist jüngeres Alter nicht auszuschliessen.

-PL 910 Diese Probe enthält eine Vielzahl von kleinen trochospiralen planktonische Foraminiferen.

Globigerina sp., eventuell *Globigerina eugubina* weisen auf ein paleozänes Alter hin.

Der Aufschluss mit den Proben PL 907 und PL 910 liegt sehr nahe bei der vermuteten Grenze zwischen der Arosa-Zone und den Prättigau-Schiefern, beziehungsweise der Falknis-Decke. Da die Probe PL 910 einen beträchtlichen Anteil an Chromit (>30%) enthält, scheint es jedoch unwahrscheinlich, dass dieser Sandstein aus einer mittel- oder nordpenninischen Einheit stammt. Andererseits scheint ein tertiäres Alter für ein Element aus der Arosa-Zone fast unmöglich zu sein.

Am Verajöchle fanden wir in zwei Proben von grauen, leicht schiefrigen Sandsteinen gut erhaltene Kreideforaminiferen. Das tektonische Melange, aus dem diese Sandsteine stammen, ist dadurch charakterisiert, dass es viele mittelpenninischen Elemente (Falknis-Decke) enthält:

PL 1479 *Hedbergella spp.*

Ticinella spp.

Rotalipora spp.

Diese Foraminiferen weisen diesem Sandstein ein Alter von **Albian bis Cenomanian** zu.

PL 1483 *Globotruncanita stuarti*

Globotruncanita stuartiformis

Globotruncanita arca

Rugoglobigerina ssp.

Racemiguembelina sp.

Anhand dieser Foraminiferenfunde (Fig. 18) kann der Sandstein PL 1483 ins **Maastrichtian** gestellt werden.

Beide Proben stammen aus dem S-Abschnitt des Verajöchle Profils (siehe Anhang A, Profil 1), und können als Blöcke aus den Couches-Rouges der Falknis-Decke gedeutet werden, oder aber stammen aus der Eggberg-Serie (Prättigau-Flysch), möglicherweise

sogar aus der Fanola-Serie (Rhenodanubischer Flysch).

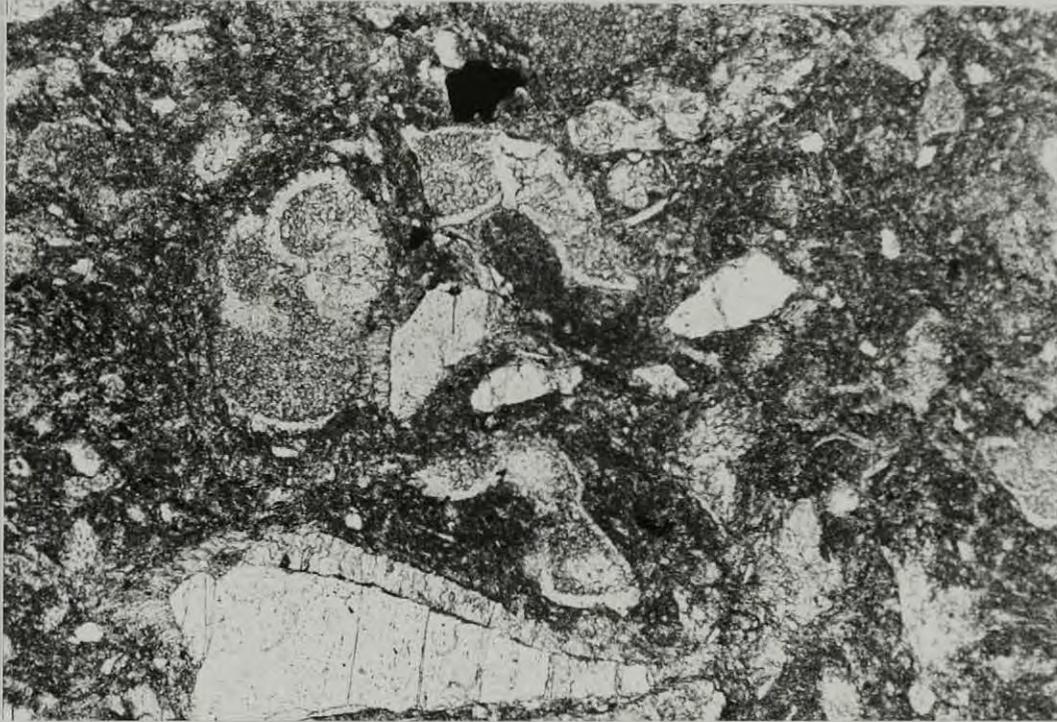


Fig. 18: Reiche Foraminiferenfauna (*Globotruncana stuarti*, *Gl. stuartiformis*, *Gl. arca*, *Rugoglobigerina ssp.*) aus einem grauen plattigen Sandstein
Schliff: PL 1483; Süd-Abschnitt des Profils Verajöchle (Profil 1).

6. Faziestypen

6.1. Einleitung

In den 50er Jahren wurde von KUENEN & MIGLIORINI (1950) die Wichtigkeit von "turbidity currents" als Ablagerungsmechanismen von Tiefseesanden erkannt. Seit dieser Zeit ist die Interpretation der Flysch-Ablagerungen als tiefer-marine Sedimente unbestritten (NATLAND & KUENEN, 1951). Flysche als synorogene Sedimente sind heute zusammen mit anderen Lithologien in den verschiedensten Abschnitten der tethyschen und circumpazifischen Gebirgssysteme als mehr oder weniger stark deformierte Gesteine erhalten. An Plattenrändern werden zudem komplexe Gesteinsassoziationen beobachtet, in denen Lithologien verschiedener Formationen und unterschiedlichen Alters miteinander vermischt sind (tektonische Melanges, Olisthostrome etc).

In Abhängigkeit von den Prozessen (tektonische oder sedimentäre), welche zur Bildung solcher chaotischen Körper führen, und anhand der Elemente, welche diese Gesteinskörper enthalten, werden verschiedene Typen unterschieden.

In der Folge wird versucht, die gebräuchlichen Begriffe, mit welchen diese Faziestypen versehen werden, zu erläutern und sie für die Anwendung in der Arosa-Zone gegebenenfalls anzupassen oder neu zu definieren (vgl. Tabelle 4).

6.2. Olisthostrome

FLORES (in BENEIO, 1955) bezeichnete die von BENEIO (1951) aus Sizilien beschriebenen chaotischen Gesteinspakete mit Einlagerungen von Blöcken (**Olistholithen**) verschiedener Lithologien und unterschiedlichen Alters, die durch gravitative submarine Rutschungen entstanden sind als **Olisthostrome**: **"Olisthostrome sind kartierbare, durch sedimentäre Rutschungen entstandene Ablagerungen innerhalb einer normalen geologischen Abfolge, welche durch lithologisch oder petrographisch heterogene Körper von härteren Gesteinen charakterisiert sind, die in einer vorwiegend pelitischen Matrix vermischt und verteilt sind"**. Die ursprüngliche Definition von FLORES (1955) bezog sich auf rein sedimentär entstandene Komplexe, die subaquatisch abgelagert wurden (FLORES, 1959). ABBATE et al (1970) modifizierten die Definition von FLORES folgendermassen: **"Olisthostrome sind Ablagerungen aus sedimentären Rutschungen, die**

durch **Blöcke von härteren Gesteinen charakterisiert sind, welche in einer Matrix vermischt und verteilt sind**".

MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) wiesen in ihrer Klassifikation der "gravity flows" den Olisthostromen den **Faziestyp F** zu, und nahmen an, dass diese vor allem am Kontinentalabhang als chaotische Ablagerungen aus sedimentären Schweregleitungen gebildet werden.

HSÜ (1974) stellte fest, dass Olisthostrome oft eine beschränkte, von der Morphologie des Ablagerungsraumes abhängige Ausdehnung haben. Nach diesem Autor sind Olisthostrome sowohl vom Liegenden, wie auch vom Hangenden durch stratigraphische Kontakte begrenzt.

Neben sedimentären Prozessen, wie sie zur Bildung von Olistostromen nötig sind, führt auch eine tektonische Durchmischung zur Entstehung von chaotischen, heterogenen Gesteinskörpern. Diese werden **tektonische Melanges** genannt (HSÜ, 1968, 1974; vgl. Kapitel 7.3.).

Da es jedoch oft äusserst schwierig ist, die genetischen Bedingungen zu rekonstruieren, sind Diskussionen über die Problematik der Unterscheidung von Olistostromen und tektonischen Melanges praktisch so alt wie die beiden Begriffe selbst. HSÜ (1968, 1974) stellte eine Reihe von Kriterien zur Unterscheidung der beiden Typen auf und glaubte, dass es sich bei vielen in der Literatur beschriebenen Olistostromen um tektonische Melanges handelt. Olisthostrome, welche tektonisch stark überprägt sind, bezeichnet HSÜ (1974) mit dem Begriff **sedimentäre Melanges**, weist aber gleichzeitig auf die Problematik einer Unterscheidung von **tektonischen Melanges** hin.

6.3. Progressive Deformation

Bei zunehmender tektonischer Deformation werden einzelne **Formationen** oder Formationsgruppen in stark deformierte, intern zerbrochene Serien (**broken formations**) einerseits, oder chaotisch durchmischte, heterogene Gesteinsmassen (**tektonischen Melanges**) andererseits umgebildet. RAYMOND (1984) unterschied 4 Stufen progressiver Deformation und stellte damit eine Klassifikation der chaotischen Gesteinskörper, und ihrer Vorstufen auf. Für die Arosa-Zone müssen diese Begriffe jedoch modifiziert werden (siehe unten). In erster Linie sind beschreibende Kriterien massgebend für die Einteilung und erst in zweiter Linie werden genetische Überlegungen einbezogen.

Im folgenden werden die 4 Stufen von RAYMOND (1984) aufgelistet und die von uns

verwendete Klassifikation wird vorgestellt (vgl. Tabelle 4). Die ausführliche Beschreibung erfolgt in den anschliessenden Kapiteln:

1. coherent units: (RAYMOND, 1984); **Formation** (diese Arbeit)
Mit dieser Bezeichnung benennt (RAYMOND, 1984) die stratigraphischen Einheiten, in welchen die interne stratigraphische Kontinuität vollständig erhalten ist. Wir verwenden in dieser Arbeit den Begriff **Formation** für mehr oder weniger ungestörte Schuppen und Gesteinspakete.
2. broken units: (RAYMOND, 1984); **broken formation** (diese Arbeit): Dieser Begriff bezeichnet nach RAYMOND (1984) stratigraphische Einheiten, deren interne stratigraphische Kontinuität teilweise zerstört wurde. Wir verwenden die Bezeichnung **broken (flysch) formation** im Sinne von HSÜ (1968, 1974) für monogene, tektonisierte, stark zerscherte Serien, vor allem von Flyschen, welche keine fremden Elemente enthalten.
3. dismembered units: RAYMOND (1984); **monogene (intraformationelle) tektonische Melanges** (diese Arbeit): Mit dem Ausdruck dismembered formation oder dismembered complex bezeichnet RAYMOND (1984) Gesteinskörper ohne interne stratigraphische Kontinuität und ohne exotische Blöcke (vgl. auch die Diskussion zum Begriff exotisch im Kapitel 6.5.). Wir benennen solche tektonisch durchmischten Serien als **monogene tektonische Melanges**, und verstehen darunter chaotisch deformierte Gesteinskörper, welche verschiedene Lithologien enthalten, die jedoch aus dem gleichen paläogeographischen Faziesraum stammen.
4. Melange: RAYMOND (1984); **polygene (hybride) tektonische Melanges** (diese Arbeit): Der Begriff Melange wird von RAYMOND (1984) für alle Gesteinskörper verwendet, die keine interne stratigraphische Kontinuität mehr aufweisen, dafür jedoch sogenannte exotische Blöcke enthalten. In unserer Nomenklatur werden solche Serien als **polygene (hybride) tektonische Melanges** bezeichnet. Dieser Begriff wird für alle chaotisch deformierten Gesteinspakete gebraucht, welche Elemente aus mindestens zwei oder mehreren paläogeographischen Faziesräumen enthalten.

6.4. Broken formations

Für stark zerscherte Komplexe, welche ausschliesslich Blöcke und Linsen der gleichen stratigraphischen Einheit enthalten (native Blöcke) und mit den weniger kompetenten, pelitischen Schichten zerschert sind, schlägt HSÜ (1968/1974) den

	Olisthostrom	brok. formation	tekt. Melanges	
			intraform. Melange	hybrid. Melange
- sediment. Strukt. erhalten	selten	teilweise	nein	nein
- exotische Blöcke	möglich	nein	nein	ja
- Grenze zu umgeb. Einheiten	stratigr.	tektonisch	tektonisch	tektonisch
- oben	zu Normalsed.	z. B. zum Kontinentalrand oder zum fore-arc Becken		
- unten	zu Normalsed.	z. B. zur subduzierten Platte		
- Art der Komponenten	v.a. Sedimente	v.a. klastische Sedimente; daneben auch Vulkanite Karbonate, Ophiolithe		
- Altersverhältnis Komponenten/Matrix	Komp. maximal gleich alt wie Matr.	Komponenten können jünger sein als die Matrix		
- Form der Komp.	subangular- sehr gut gerundet	zerbroch., eckig	eckig bis gut gerundet	
- Mech. Beanspruchung der Komponenten	gering	progressive Def. durch Boudinage; Extensionsbrüche	stark geschert, Phacode mit Schwänzen. Scherbrüche (60° zur Schichtung)	
- Zusammensetzung	mono-polygen	monogen	polygen	
- Art der Matrix	meist pelitisch, z.T. sandig	ehem. Normalsed., z. B. pelitisch	ehemalige Matrix einer im Melange erhaltenen Lithologie. Klast. Sedim., Ophiolith (Serp.); meist pelitisch, z. T. sandig	
		Matrix feinkörniger als Komponenten		
- Deformationsstil der Matrix	plast. Deformat.	geschert	intensiv geschert	
			duktile M. fließt in Zwischenräume	penetrative Scherbrüche
- Kartierbare Einheit	Formation lithol. Einheit	Formation	tektonische Einheit Melange	
- Prozesse	exogene: Fragm. und Mischung	tekt.: Fragment.	tekt.: Fragmentierung und Mischung; penetrative Scherung	
- Bildungsort	submarin subaerisch	Subduktionszone (Akkretionskeil) Horizontalverschiebungen, Überschiebungen in Subduktionszonen		
- Überlagerung bei Platznahme	keine	geringe-mittlere	meist sehr grosse	
- Zeltdauer der Platznahme	sehr kurz	abhängig von der Dauer der tektonischen Bewegung kurz-lang (my)		
- Verbreitung in der Arosa-Zone	sehr selten dokumentierbar	selten	häufig	sehr häufig

Tabelle 4: Wichtige Merkmale von Olisthostromen, broken formations, und tektonischen Melanges (nach HSÜ, 1968, 1974; RAYMOND, 1984 und eigenen Daten).

Begriff **broken (flysch) formation** vor.

Sandstein-Pelit-Wechselagerungen, wie sie für turbiditische Serien typisch sind, bilden oft broken formations. Die Sandsteinlagen verhalten sich dabei nach HSÜ (1974) gegenüber den Schiefen spröde und brechen entlang von Scherbrüchen, wie sie durch Kompression subparallel zur Schichtung entstehen. Bei geringer Überlagerung werden die spröden Sandsteinlagen durch Extension parallel zur Schichtung überprägt und dabei zerkleinert. Es bilden sich Scherbrüche, welche in einem Winkel von 60° und mehr zur Schichtung stehen. Bei fortschreitender Deformation entstehen typische Boudins.

Auch der Begriff der **broken formation** wurde seit der Einführung durch HSÜ (1968) unterschiedlich interpretiert und angewendet.

In der Vergleichstabelle von RAYMOND (1984) werden als broken formation je nach Autoren die Deformationsstufen **der broken units (2)** oder **dismembered units (3)**, bzw. beide zusammen aufgefasst. Als Unterscheidungskriterien zwischen den beiden gelten dabei einerseits das Fehlen oder Vorhandensein der Kontinuität der Schichtung (stratal continuity) und andererseits die Tatsache, dass **die broken formation** als stratigraphische Einheit erhalten ist, während dies bei einer **dismembered formation** nicht der Fall sein muss.

Für eine eindeutige Charakterisierung der tektonisierten Gesteinskomplexe in der Arosa-Zone muss nach unserer Ansicht der Begriff broken formation auf Abschnitt 2 der Einteilung von RAYMOND (1984) beschränkt werden:

Broken formations sind Gesteinspakete aus einer lithologischen Formation, deren ursprünglich kompetente Lagen spröde deformiert wurden, bei gleichzeitiger duktiler Verformung der inkompetenten Zwischenlagen.

6.5. Tektonische Melanges

Der Begriff "Melange" wurde von GREENLY (1919) in Anglesey (Wales) zur Beschreibung von Gesteinskörpern eingeführt, welche phakoidartige Linsen von härteren Gesteinen enthalten, die in eine schiefrige Matrix eingebettet sind. GREENLY nahm an, dass die Matrix durch das duktile Zerschneiden von inkompetentem Material gebildet wurde. Die dabei stattfindende komplette Vermischung der verschiedenen Elemente einer Schichtserie zerstört sämtliche primären Strukturen einschliesslich der Schichtung. Aus GREENLY'S Ausführungen geht hervor, dass vor allem tektonische

Prozesse bei der Bildung des Typ-Melanges in Wales wirkten.

HSÜ (1968) präzisierte den Begriff Melange folgendermassen: "**Melanges sind kartierbare Körper von deformierten Gesteinen, die durch ursprünglich stratigraphisch eingelagerte (intraformationelle) und exotische (extraformationelle) Blöcke in einer intensiv gescherten, hauptsächlich pelitischen Matrix charakterisiert sind.**"

Die tektonische Fragmentierung und Vermischung, nach HSÜ (1968) der grundlegende Prozess zur Bildung von Melanges, findet bei tektonischer Deformation unter Überlagerung statt. In einer späteren Arbeit unterscheidet HSÜ (1974) **tektonische Melanges** und **sedimentäre Melanges**, welche als **Melanges s.l.** zusammengefasst werden. Bei den **tektonischen Melanges** handelt es sich um Gesteinskörper, die durch rein tektonische Prozesse gebildet werden, während **sedimentäre Melanges** Olisthostrome mit ursprünglich sedimentär eingelagerten Blöcken sind, welche nachträglich tektonisch stark überprägt wurden (vgl. Fig. 19).

Sowohl die Definitionen von GREENLY (1919), als auch diejenige von HSÜ (1968, 1974) gaben Anlass zu Diskussionen in Bezug auf die Entstehung (sedimentär, tektonisch oder beides) und die geologische Bedeutung dieser Körper. Der Begriff Melange wurde ursprünglich für **tektonisch** deformierte Gesteinskörper, also in einem rein genetischen Sinne definiert (GREENLY, 1919). Viele Autoren verzichteten in der Folge auf diese Bedingung und benutzten den Begriff Melange rein beschreibend als Feldbefund.

RAYMOND (1984) erläuterte die unterschiedlichen Ansichten und versuchte in einer Synthese verschiedene umstrittene Punkte gegeneinander abzuwägen und ein neues Modell aufzustellen. Aber auch seine Definitionen lieferten neuen Diskussionsstoff (vgl. auch RAYMOND, 1975):

Ein Melange ist ein im Masstab 1:24000 (oder kleiner) kartierbarer Gesteinskörper, welcher, durch das Fehlen interner Zusammenhänge von Kontakten oder Schichten charakterisiert ist, und aus Bruchstücken oder Blöcken jeglicher Grössenordnung (exotische und ursprünglich stratigraphisch eingelagerte) in einer zerbrochenen Matrix aus feinkörnigerem Material, besteht.

Nach RAYMOND (1984) können demnach Melanges durch sedimentäre, diapirische, tektonische oder eine Kombination dieser Prozesse entstanden sein. Im Klassifikationsschema mit den 4 Stufen progressiver Deformation von RAYMOND (1984) nehmen Melanges je nach Autor die Positionen **dismembered units (3)**, oder **Melanges (4)**, bzw. beide ein (vgl. 6.3.). Als Unterscheidungskriterium

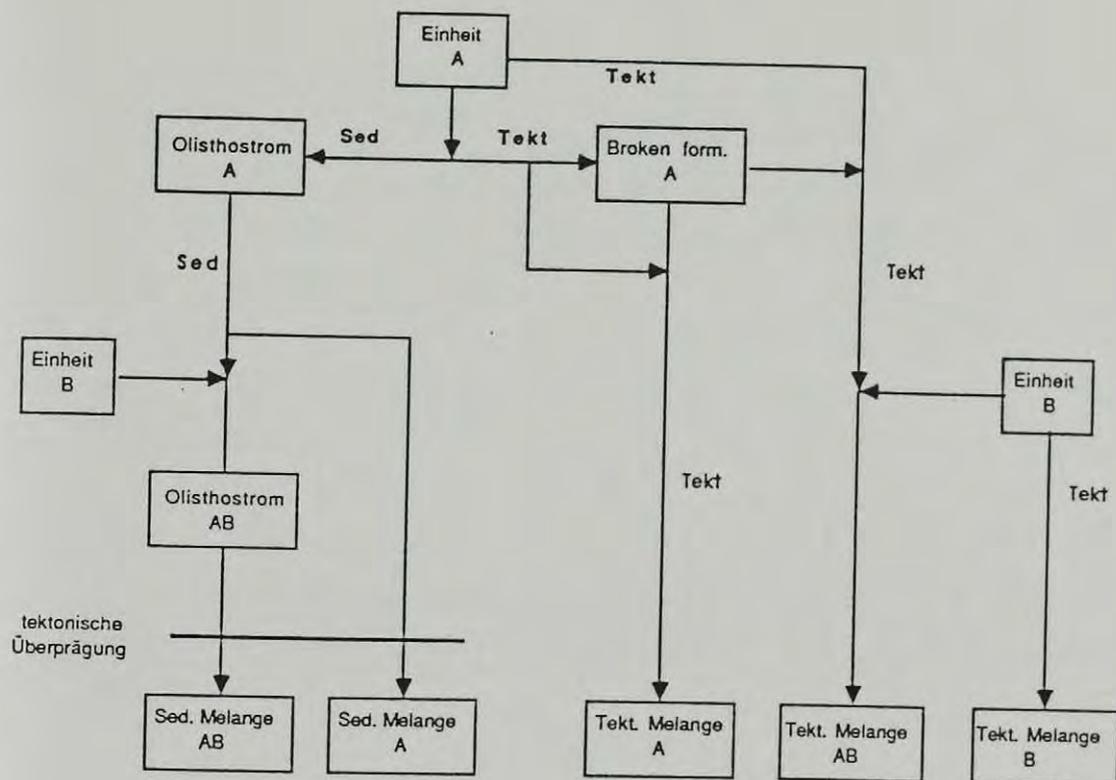


Fig. 19: Schematisches Fließdiagramm zur Entstehung von Olisthostromen, broken formations und tektonischen Melanges mit Art der Prozesse (tektonische oder sedimentäre).

zwischen den beiden Melanges-Typen gilt dabei das Fehlen oder Vorhandensein von **exotischen Blöcken** (HSÜ, 1968/1974; RAYMOND, 1984). Der Ausdruck "exotischer Block" ist nach unserer Meinung ein relativer Begriff und wir definieren ihn für unseren Gebrauch als: **Block einer lithostratigraphischen Einheit, welche nicht aus dem palaeogeographischen Faziesraum stammt, dem die übrigen Elemente zugeordnet werden können.**

Für die Arosa-Zone bedeutet das zum Beispiel: Alle nicht süd penninischen Elemente, die in einem tektonischen Melange auftreten, welches vorwiegend aus süd penninischen Lithologien besteht, sind exotische Blöcke. Ebenso werden Elemente aus der süd penninischen Schichtreihe als exotische Elemente bezeichnet, falls sie in einem hauptsächlich aus unterostalpinen Lithologien aufgebauten Melange stecken.

Die Abgrenzung von tektonischen Melanges und broken-formations ergibt sich aus der Definition der broken formation (siehe vorne). In einer broken formation sind nur Elemente einer lithostratigraphischen Formation (Blöcke und Matrix) erhalten. Alle chaotisch deformierten Gesteinspakete, welche aus 2 oder mehreren lithostratigraphischen Formationen aufgebaut sind, werden als tektonische Melanges

bezeichnet.

Der von RAYMOND (1984) für solche tektonisierte Gesteinspakete ohne exotische Blöcke eingeführte Begriff "**dismembered formation oder complex**" ist wegen der Verwendung des Begriffes "Formation" unzutreffend, da mit Formation nicht ein heterogen zusammengesetztes Gesteinspaket bezeichnet werden soll, welches Elemente aus verschiedenen lithologischen Formationen enthält. Wir definieren diese daher als monogene tektonische Melanges: Das sind chaotische, kartierbare Komplexe, welche ausschliesslich Elemente aus einem Faziesraum, in unserem Fall z.B. ausschliesslich südpenninische oder unterostalpine Elemente enthalten.

Polygene tektonische Melanges sind folglich chaotische kartierbare Komplexe, die Elemente aus zwei oder mehreren Faziesräumen enthalten (vgl. Tabelle 5).

7. Faziestypen in der Arosa-Zone

Entsprechend der in Kapitel 6 dargestellten Definitionen können in der Arosa-Zone die folgenden synorogenen Faziestypen und Faziesassoziationen unterschieden werden:

-Flysch-Serien und turbiditische Sandstein-Serien

-Broken (flysch) formations

-Tektonische Melanges

a) Monogene (intraformationelle) Melange-Formationen (Typ A,B, Tab. 5)

b) Polygene (hybride) Melange-Formationen (Typ C-E, Tab. 5)

-Olisthostrome bzw. debris flows

-grosse, kartierbare Schuppen von lithologischen Formationen, die vor der Konvergenz gebildet wurden

7.1. Flysche und turbiditische Sandsteine

Monogene Turbiditserien, welche teilweise intensiv verfaltet und stark zerschert sind, findet man in der Arosa-Zone in mehreren Profilen. Oft ist es jedoch schwierig, bei fortgeschrittener tektonischer Überprägung die Grenze zu broken formations zu ziehen. Nicht alle, der unter 4.2. und 4.3. beschriebenen Sandstein-Populationen können im Feld als monogene Flysche angesprochen werden. Einige der Flysche und turbiditischen Sandsteine sind nur als aufgearbeitete Komponenten in tektonischen Melanges enthalten.

In der Folge werden die regional bedeutenden Flysche und turbiditischen Sandsteine besprochen. Die turbiditische Fazies-Klassifikation folgt MUTTI & RICCI LUCCHI (1972). Die in Klammern angegebenen Indizes beziehen sich auf die Klassifikation nach der petrographischen Zusammensetzung.

7.1.1. Urden-Flysch (1a)

Name: Urden-Flysch; nach dem Urdenfürggli zwischen Arosa und der Lenzerheide

Typlokalität: Urdenfürggli; Gratprofil vom Urdenfürggli gegen das Parpaner Weisshorn (Profil 27)

Tektonische Melanges

Monogene (Intraformationelle) tekt. Melanges			Polygene (hybride) tektonische Melanges		
	Typ A	Typ B	Typ C	Typ D	Typ E
	1.nur SP-Elem.	2.nur UOA-Elem.	SP & UOA	SP & ZP	SP & UOA & ZP
<u>-Elemente:</u>	-ocean. Grundgeb. -pelag. Sedimente -Flysche	-kont. Grundgeb. -präriift Plattform- -Sedim. -synryft Breccien -& turb. Sandsteine -postrift pelag. Sed. -Flysche	1&2	1 ZP-Grundgeb. Sedimente bis Couches Rouges	1&2 ZP-Grundgeb Sedimente bis Couches Rouges
<u>-Lithologie der Flysche:</u>	feine bis sehr grobe Sandst.	mittelgrobe Sst. asso. mit Breccien	1&2	1 & Couches R. & ZP-Flysche?	1&2 & Couch. R
<u>-SM der Flysche:</u>	Chromit	stabile, kein Chromit	stabile & Chromit		
<u>-Alter der Fl. & turb Sst.:</u>	Albian.-Turonian ev. jünger	Dogger-Turonian. ev. jünger	Dogger-Turon.	Albian-Tertiär	Dogger-Tertiär
<u>-Art der Fl. & turb Sst.:</u>	ozeanische	Kont.rand (synrift Turbidite)	ozean. & Kont.- rand	ozean. & Platt- form	ozean. & Kont.- rand & Plattf.
<u>-wichtige Merkmale:</u>	viele Ophiolite, v.a. Ophicalcite	grobe Breccien des Doggers	UOA-Elemente, v.a. Kristal. & Hauptdolomit	ZP-Elemente selten, v.a. Kristallin & Sulzfluh-Kalke	nur dort, wo Arosa-Zone klei- ne Mächtigkeit
<u>-Bildungs- alter:</u>	?mittl.-obere Kreide		Tertiär		
<u>-Bildungsort:</u>	Subduktionskomplex		Kontinent-Kontinent-Kollision		
<u>-Verbreitung In der AZ:</u>	relativ häufig	selten v.a. Weissfluh	sehr häufig	selten Rätikon	sehr selten Rätikon
<u>-Lage In der AZ:</u>	überall	meist Top	überall	Basis	Basis

Tabelle 5: Typen von tektonischen Melanges in der Arosa-Zone (Erklärungen siehe Kapitel 6 und 7).

Koordinaten:	(764.975/181.600).
Lithologie:	dünn- bis mittelbankige, dunkelgraue-dunkelgrüne gerippte Sandsteine mit Kalkphyllit Zwischenlagen (D ₁ -D ₃ -Fazies). Selten grobkörnige Einschaltungen (C ₂ -Fazies). Tektonisch meist stark beansprucht.
Profile:	siehe Anhang: P15, P16, P21, P27
Mächtigkeit:	max 35m am Urdenfürggli; sonst nur wenige m oder als Blöcke in tektonischen Melanges.
Grenzen:	immer tektonisch; stratigraphisch möglicherweise ehemals über Lavagna Schiefern abgelagert (vgl. P27).
Alter:	keine direkte Datierung (Mittlere Kreide; Cenoman-Turon?)
Verbreitung:	Gegend von Arosa (Urdenfürggli, Heitenwaldi, Motta, Plattenhorn, Brüggerhorn, Furka Obersäss), Rätchenjoch

7.1.2. Schwerzi-Flysch (1b)

Name:	Nach dem Schwerzi Sattel zwischen der Weissfluh und der Zähnjeflüh bei Davos.
Typlokalität:	Weissfluh Westgrat (ca 2580m), vgl. Profil Zähnjeflüh-Weissfluh-Westgrat P8. Koordinaten: (779.150/190.025)
Profile:	siehe Anhang P7, P8, P14, P15, P17, P18, P27
Lithologie:	rostrot anwitternde, hell- bis mittelgraue Sandsteine mit kalkigen z.T. leicht sandigen Schiefern. Meist dünnbankig ausgebildet (Fazies D ₁ -D ₃), selten massive Bänke (Fazies C ₂).
Mächtigkeit:	ca 20m an der Weissfluh; stark tektonisiert, ursprüngliche Mächtigkeit wahrscheinlich grösser.
Grenzen:	immer tektonisch; Unterlage unbekannt.
Alter:	Oberes Cenomanian - Unteres Turonian
Verbreitung:	Davos: Weissfluh Arosa: Hörnligrat, Verborgene Wäng, Plessur, Parpaner Schwarzhorn, Fuchs, Furka Obersäss. Rätikon: Gargellen, Verspala.

7.1.3. Glattegggen-Flysch (1d)

Name:	Glattegggen Flysch; nach der Lokalität Glattegggen oberhalb Klosters.
Typlokalität:	NW Hang des Sant Jaggem gegen das Chüecalandatal bei

Glattegggen (Saaser Alp).

Koordinaten: (784.700/198.875)

Profile: siehe Anhang B4

Lithologie: hellbraun anwitternde, graue, dünn- bis mittelbankige (5-20cm), fein- bis mittelkörnige Sandsteine (Fazies C₂, D₁-D₂) und Feinbreccien mit coarse tail grading. Die letzteren fallen durch grobe Dolomit-Komponenten an der Basis auf (C₁ Fazies). Der Glattegggen Flysch ist meist nur in Form von isolierten Linsen in dunkelgrauen, kalkigen Schiefern erhalten. Einzelne Blöcke stecken zusammen mit Kalken und Dolomiten in einer polygenen Breccie (vgl Kap. 4.5.)

Mächtigkeit: unbekannt

Grenzen: tektonisch; vgl. Anhang B4.

Alter: unbekannt

Verbreitung: Saaser-Alp oberhalb Klosters

7.1.4. Hörnli-Flysch (2a)

Name: Hörnli-Flysch; nach dem Hörnli bei Arosa

Typlokalität: Weg zwischen Hörnlibahn-Bergstation und Hörnihütte

Koordinaten: (766.625/181.925)

Profile: siehe Anhang P2, P5, P12, P13, P14, P18, P19, P20, P21, P27, P28, P29, P30

Lithologie: grünlichgrau-braungrau anwitternde, graue dickbankige, meist grobkörnige, lithische Sandsteine. Die bis zu über 1m mächtigen Bänke sind oft amalgamiert und zeigen ein deutliches "coarse tail grading" (Fazies C₁). Feinlaminierte, dunkelgrüne Tonschiefer-Zwischenlagen trennen die einzelnen Sandsteinlagen.

Mächtigkeit: bis zu 100m im Profil Motta Nord, ca 40m am Hörnligrat, ca 50m in der Plessur, bis ca 20m am Öfenpass.

Grenzen: tektonische Grenzen. Unterlage wahrscheinlich Lavagna Schiefer (vgl Profil Hörnligrat) ähnlich wie im Ligurischen Apennin Lavagna-Schiefer Gottero-Flysch (DECANDIA & ELTER; 1972).

Alter: keine sichere direkte Datierung; nach GREEN (1982) anhand von *Globotruncana?* und *Hedbergella sp.* Cenomanian oder jünger?

Verbreitung: praktisch in der gesamten Arosa-Zone vorhanden
Rätikon: Öfenkopf, Rätschenjoch, Alpbach

Davos: Haupterhorn

Arosa: in allen wichtigen Profilen (v.a. Hörnligrat, Motta, Plessur)



Fig. 20: Verspala Flysch:
vollständiger Turbidit (Fazies C₂) mit grober Basis und Linse eines Sandsteins derselben Population (Verspala-Flysch 1).

7.1.5. Verspala-Flysch (2b,1c)

- Name: Verspala-Flysch; nach dem Verspala-Gipfel SW von Schruns (Rätikon)
- Typlokalität: Verspala Grat
Koordinaten: (784.625/211.350)
- Profile: siehe Anhang P3, P4, P5, P11, P12, P19
- Lithologie: dünn- bis dickbankige, grüngrau anwitternde graue turbiditische Sandsteine mit Zwischenlagen von grauen, kalkigen Peliten (Fazies C₂, vgl. Fig. 20; D₁-D₃; hauptsächlich D₂). Teilweise treten auch konglomeratische Einschaltungen auf. An der Verspala ist dieser Flysch intensiv (z.T. isoklinal) verfaltet. Häufig sind flute casts erhalten, welche einen von W nach E gerichteten Sedimenttransport anzeigen.
- Mächtigkeit: an der Verspala ca 250m, am Haupterhorn bei Davos ca 20m

- Alter: Turonian oder jünger (diese Arbeit); vgl. Kap. 5.
- Verbreitung: Rätikon: Zerneuerojöchle, Verajöchle, Verspala, Gargellen, Rätschenjoch
 Davos: Haupterhorn
 Arosa: Punkt 2620 (Urdenfürggli), Furka Obersäss, In den Planggen.

7.1.6. Weissfluh-Serie 1 und 2 (3a,b)

- Name: Weissfluh-Serie; nach der Weissfluh bei Davos
- Typlokalität: Weissfluh-Westflanke unterhalb der mächtigen Breccienabfolge; als Elemente eines tektonischen Melanges vom Typ B erhalten; Profile 7
 Koordinaten 779.375/190.050
- Lithologie: enthält verschiedene Lithologien:
 graugrüne bis graubraun anwitternde, dunkelgraue, kalkfreie, sandige Schiefer und untergeordnet orangegelb bis rotbraun anwitternde, graue, leicht kalkige, schwach sandige Schiefer. In diese Schiefer sind verschiedenfarbene, meist mittelgrobe, seltener fein- oder grobkörnige turbiditische, lithische Sandsteine und Quarzite (Fazies C₁ und C₂, D₁-D₂) eingeschaltet.
 Charakteristisch ist eine enge Assoziation dieser Sandsteine mit den polygenen Breccien der Weissfluh-Serie.
- Mächtigkeit: nicht sicher anzugeben, da meist in tektonischen Melanges aufgearbeitet. Wahrscheinlich einige Zehner von Metern.
- Grenzen: Tektonische Grenzen zu anderen, meist unterostalpinen Lithologien.
- Alter: Aufgrund des Fehlens von Radiolarit- und Calpionellenkalk-Komponenten kann indirekt mit grosser Sicherheit auf eine Sedimentation vor dem oberen Jura geschlossen werden. Diese Annahme wird auch durch die petrographische Affinität mit den Sandsteinen und Breccien der Zone von Samaden (Saluver-Formation) bestärkt.
- Verbreitung: hauptsächlich in der Weissfluh - Haupterhorn Gruppe bei Davos.
 Verajöchle, Rätschenjoch
 Hörnliflanke, Grat zwischen dem Urdenfürggli und dem Parpaner-Schwarzhorn

7.1.7. Plattenhorn-Serie 1 und 2 (3d,e)

- Name: Plattenhorn-Serie; nach dem Plattenhorn bei Arosa

- Typlokalität: Grat zwischen Hörnli und Plattenhorn unmittelbar nördlich des Hörnli
Koordinaten: (766.825/182.525)
- Profile: siehe Anhang P18
- Lithologie: Es treten zwei verschiedene Lithologien auf:
Plattenhorn-Serie 1:
gradierte Kalkarenite, feinkörnige, kalkige Siltite bis feine Sandsteine und fein- bis grobkörnige, turbiditische Sandsteine, die in kalkfreie, gelb oder rotbraun anwitternde, graue bis schwarze Schiefer, untergeordnet auch in Kalkphyllite eingelagert sind (Fazies D₁-D₃ selten C₁ und C₂). Vereinzelt findet man boudinierte dunkle Kalke. Neben den Sandsteinen fallen in dieser Serie einzelne, bis zu über 1m mächtige Einschaltungen polygener Breccien (pebbly mudstones, Fazies A₂) auf, die hauptsächlich aus gut gerundeten Dolomitkomponenten aufgebaut sind.
Plattenhorn-Serie 2:
graue und graugrüne, kieselige Tonschiefer und Phyllite mit wenigen dünnen Linsen von Kalkareniten, turbiditischen Sandsteinen und vor allem kieseligen Siltiten (Fazies D₃).
- Mächtigkeit: Plattenhorn-Serie 1 ungefähr 25m; Plattenhorn-Serie 2 ca. 20m.
- Grenzen: tektonische Grenze zu einem tektonischen Melange im Norden und zu den Ophicalciten und zum Pillow-Basalt des Hörnlis im Süden. Die wahrscheinlich ältere Plattenhorn-Serie 1 (unten), und die Plattenhorn-Serie 2 (oben) waren eventuell ursprünglich in stratigraphischem Kontakt; dieser wurde später tektonisch überprägt.
- Alter: keine direkte Datierung: In der Plattenhorn-Serie 1 wurden einzelne stark rekristallisierte uniseriale Foraminiferen und in der Plattenhorn-Serie 2 schlecht erhaltene Radiolarien gefunden. Möglicherweise haben diese beiden Serien ein post-Radiolarit-Alter (unterste Kreide?).
- Verbreitung: Hörnligrat (speziell auch Hörnliflanke gegen den Urdensee, Schönböden), Plattenhorn, Profil Urdenfüggli - Parpaner- Schwarzhorn, Nordgrat Parpaner-Schwarzhorn

7.1.8. lokale Flysche und turbiditische Sandsteine

Die übrigen Flysche und turbiditischen Sandsteine, welche im Kapitel 4 ebenfalls

unterschieden wurden, sind als lokale Vorkommen meist nur in Form einzelner Blöcke erhalten und nur anhand sedimentpetrographischer Daten als eigene Gruppen zu identifizieren.

Ihr makroskopisches Erscheinungsbild ist meist nicht sehr charakteristisch, sodass sie jeweils in den einzelnen Profilen zusammen mit den Lithologien besprochen werden, mit welchen sie assoziiert sind.

7.2. Broken formations in der Arosa-Zone

Intensiv zerscherte, lithologisch monogene Gesteinspakete, in die keine artfremden Lithologien eingeschuppt wurden, sind in der Arosa-Zone sehr selten anzutreffen.

Das Rätschenjoch ist eine der wenigen Lokalitäten, wo broken formations beobachtet werden können.

Broken formation am Rätschenjoch (vgl. Profil 4 im Anhang)

Hier ist auf der Krete westlich und unmittelbar östlich des Wegweisers eine Abfolge aus zwei verschiedenen, tektonisch stark überprägten Flyschsandsteinen aufgeschlossen, welche als **broken formations** angesprochen werden können (vgl. Fig. 21).

- Die Nordflanke des Aufschlusses westlich des Wegweisers wird praktisch ausschliesslich durch eine broken formation eines Sandsteins gebildet, der makroskopisch dem **Verspala-Flysch** relativ ähnlich ist, sedimentpetrographisch jedoch dem **Hörnli-Flysch** entspricht.
- Die Südflanke wird ausschliesslich durch eine broken formation aus **Verspala-Flysch** gebildet. Die Grenze zwischen den beiden Flyschtypen verläuft im Westteil ungefähr auf dem Grat selbst, währenddem im Ostabschnitt ein Keil eines tektonischen Melanges vom Typ C dazwischengeschaltet ist (vgl Profil 4.).
- Der Grossteil des Grates bis zum Wegweiser und der markante Aufschluss gerade östlich des Wegweisers werden hauptsächlich durch die broken formation aus **Verspala-Flysch** gebildet.

In allen übrigen Profilen fanden wir keine von der Fazies her mit der broken formation am Rätschenjoch vergleichbaren Einheiten. Entweder handelt es sich um mehr oder weniger intakte monogene Flysch-Serien bzw. turbiditische Sandstein-Abfolgen (vgl Kapitel 7.1.), oder eine fortgeschrittene tektonische Überprägung führte zur Bildung von tektonischen Melanges (vgl Kapitel 7.3.). Nur in der Nähe des Rätschenjochs, in einer der Runsen in der hinteren Chüecalanda ist ein isolierter Aufschluss einer broken formation aus Sandsteinen der Weissfluh-Serie aufgeschlossen.

7.3. Tektonische Melanges in der Arosa-Zone

Tektonische Melanges sind in praktisch allen Profilen verbreitet und als Faziestyp in der Arosa-Zone von grosser Bedeutung. Neben den Schuppen von prä-Flysch Lithologien bauen sie einen beträchtlichen Teil der Arosa-Zone überhaupt auf.

Ausser den grundsätzlichen Problemen bei der Definition und der Klassifikation von verschiedenen tektonischen Melanges (vgl. 6.4) bereiten vor allem die folgenden Punkte immer wieder Schwierigkeiten:

a) Matrix: Nach der Definition besteht ein tektonisches Melange aus Komponenten und einer Matrix. Oft ist es jedoch unmöglich, die Matrix klar zu erkennen, da:

- die Matrix wegerodiert, oder von der Vegetation überdeckt ist.
- die Matrix nicht homogen ist und von angrenzenden ähnlichen Schieferserien schwer abzugrenzen ist.
- das Melange primär arm ist an Matrix.
- der Übergang zwischen einer monogenen Lithologie über eine broken formation zum tektonischen Melange fliessend sein kann.
- in der Arosa-Zone Lithologien mit einem kleinen Anteil an Elementen, welche die Matrix eines tektonischen Melanges bilden können (Elemente, die leicht zerscherbar sind) weit verbreitet sind.

b) Grössenordnung: wann spricht man von einer kartierbaren Schuppe und wann ist die jeweilige Lithologie eher als Komponente eines tektonischen Melange anzusprechen?

Nach den in Kapitel 6.4. vorgestellten Definitionen können in der Arosa-Zone 5 Melange-Typen (A-E) unterschieden werden (vgl. Tabelle 5).

Die **tektonischen Melanges A und B** enthalten ausschliesslich Elemente eines Faziesraumes und werden als monogene (native) Melanges bezeichnet:

7.3.1. Tektonische Melanges vom Typ A:

Tektonische Melanges dieses Typs enthalten nur Lithologien aus dem Südpenninikum. Die häufigsten Elemente bilden die pelagischen Kalke, gefolgt von den Flysch-Serien und den Ophiolithen. Die grösste Verbreitung hat dieser Melange-Typ in der Region Arosa (Profile 12, 13, 27, 28; vgl. Fig. 22). Daneben bilden ein tektonisches Melange dieses Typs weitgehend das Profil im Alpbach bei Klosters (Profil 5). Auch im Profil Weissfluh- Westflanke (Profil 8) konnte ein tektonisches Melange vom Typ A gefunden werden.



Fig. 21: Broken formation

Broken formation aus Verspala-Flysch. Elongierte und teilweise boudinierte Sandsteinlinsen stecken in schwarzen, stark zerscherten, sandig-kalkigen Schiefen.

Rätschenjoch: Profil 4; Abschnitt 5



Fig. 22: Tektonisches Melange vom Typ A mit Ophioliten, Hornsteinen, Sandkalken, sowie rotbraun anwitternden Sandsteinen etc. in einer Matrix aus grünlich-grauen phyllitischen Schiefen.

Urdenfürggli: Profil 27; Abschnitt 12 a

7.3.2. Tektonische Melanges vom Typ B:

Tektonische Melanges, welche vorwiegend aus Kristallin, Hauptdolomit, Allgäu-Kalken, Synrift-Breccien und -Sandsteinen, sowie anderen Lithologien aus dem unterostalpinen Kontinentalrand bestehen, bauen einen Grossteil der Profile 7,8,9 und 10 an der Weissfluh auf (vgl. Fig. 23). Im weiteren konnte dieser Melange-Typ in der Region Arosa im Profil Schwarzhorn-Urdenfüggli (Profil 27) gefunden werden.

Die tektonischen **Melanges der Typen C bis E** enthalten Gesteine aus mehr als einem Faziesraum und werden **polygene (hybride) Melanges** genannt. Mit einer Zusatzbezeichnung (C1, C2) wird angegeben, aus welchem Faziesraum der Hauptanteil der Komponenten her stammt. Die südpenninischen Lithologien sind in den meisten Fällen in der Überzahl (**Typ C1**) und dominieren über unterostalpine und zentralpenninische Komponenten. Es können jedoch auch tektonische Melanges mit umgekehrter Verteilung der Lithologien beobachtet werden (**Typ C2, eventuell auch D, E**, siehe hinten):

7.3.3. Tektonische Melanges vom Typ C1:

Dieser Melange-Typ ist in der Arosa Zone am weitesten verbreitet. Den Hauptanteil der südpenninischen Elemente bilden pelagische Kalke (v.a. Palombini-Kalke), sowie verschiedene Flysch-Serien (vgl. Fig. 24). Weniger häufig sind Ophiolithe und Radiolarite. Als Elemente aus dem unterostalpinen Faziesraum dominieren neben Kristallinlinsen Hauptdolomite sowie jurassische Synrift-Breccien und -Sandsteine. Tektonische Melanges des Typs C1 finden wir in den Profilen 2,3,4,7,8,11,13,14, 15,18,19,20,27.

7.3.4. Tektonische Melanges vom Typ C2:

Bei diesem seltenen Melange-Typ dominieren unterostalpine Lithologien über solche aus dem südpenninischen Faziesraum. Bei den unterostalpinen Lithologien dominieren Synrift-Breccien und mit ihnen assoziierte Sandsteine, gefolgt von Hauptdolomit und Elementen des Grundgebirges. Die Blöcke und Linsen südpenninischer Affinität werden vorwiegend durch Palombini-Kalke und Flysch-Sandsteine, sowie Elemente der ozeanischen Kruste gebildet. Tektonische Melanges des Typs C2 sind in den Profilen 19 und 20 aufgeschlossen.

7.3.5. Tektonische Melanges vom Typ D:

In diesem in der Arosa-Zone nur selten ausgebildeten Melange-Typ sind jeweils neben



Fig. 23: Tektonisches Melange vom Typ B mit grossen Linsen von Hauptdolomit und Breccien der Weissfluh-Serie.
Weissfluh Westflanke



Fig. 24: Extrem stark zerschertes tektonisches Melange vom Typ C1 mit ausgezogenen Linsen von Sandsteinen (Schwerzi-Flysch), sowie Blöcken von Ophicalcitbreccien, Radiolariten, Palombini-Kalken etc..
Weissfluh Westflanke: Profil 7; Abschnitt 4

den südpenninischen Lithologien zentralpenninische Elemente erhalten, die in einzelnen Profilen einen beträchtlichen Anteil der Serie ausmachen können (Profil 4). Einerseits sind es Tristelkalke und Gault-Sandsteine der Falknis-Decke (Profil 8), andererseits Sulzfluh-Kalke und Couches Rouges (Profil 1) oder Kristallinlinsen, kieselige Kalke und Dolomite (Profil 4).

7.3.6. Tektonische Melanges vom Typ E:

Charakteristisch für diesen Faziestyp ist das gemeinsame Auftreten von südpenninischen, unterostalpinen und zentralpenninischen Lithologien. Voraussetzung zur Ausbildung solcher Melanges scheint das Vorhandensein einer an Kontinentalrand-Elementen reichen Schuppenzone an der Basis der Arosa-Zone zu sein, welche während der tertiären Phase der Orogenese mit den darunterliegenden mittelpenninischen Elementen zerschert werden konnte. Diese Grundlage ist in den ausgedünnten Abschnitten der Arosa-Zone im Rätikon (Profil 3) und in der Umgebung von Tiefencastel (Profil 31) am besten erfüllt.

7.4. Olisthostrome in der Arosa-Zone

Da die Arosa-Zone eine ausserordentlich stark tektonisch überprägte Einheit ist, sind solche Körper, falls sie überhaupt je in grösserer Menge gebildet wurden, heute praktisch nicht mehr von tektonischen Melanges zu unterscheiden.

Die wenigen Ausnahmen bilden:

- a) ein pebbly mudstone (Fig 25) in der Region Öfenchöpf-Zerneuerjöchle (Profil 2).
- b) die Mandelschiefer (Tonschieferbreccien), welche vor allem am Rätschenjoch (Profil 4) erhalten sind.
- c) ein pebbly mudstone (Fig. 26) bei Heitenwaldi (Profil 15)
- d) die sedimentären Breccien in der Allgäu-Formation an der Weissfluh (Profile 8 und 9).
- e) ein pebbly mudstone im Plattenhorn-Flysch nördlich des Hörnli (Profil 18).

Alle diese sedimentären Ablagerungen sind als **Fazies A₂** (pebbly mudstones; (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972) ausgebildet. Ausführliche Beschreibungen der einzelnen Typen folgen bei der Besprechung der jeweiligen Profile im Anhang A.



Fig. 25: Pebbly mudstone (Fazies A₂) mit gerundeten Komponenten von Calpionellenkalken, untergeordnet Palombini-ähnlichen Kalken, Sandsteinen (Weissfluh-Serie 2, Chromit-haltiger Sandstein) in einer mergeligen Matrix.
Zerneuerjöchle: Profil 2



Fig. 26: Pebbly mudstone mit subangularen bis gut gerundeten, max. 30cm grossen Komponenten (Sedimente, Gneise) in einer Matrix aus kalkfreien Schiefern.
Heitenwaldi: Profil 15; Abschnitt 2

7.5. Zusammenfassung

Die Arosa-Zone enthält neben den südpenninischen Ophiolithen, den Elementen des unterostalpinen paläozoischen Grundgebirges, den präorogenen Sedimenten und den synorogenen Flysch-Serien eine Vielzahl von komplexen Gesteinsassoziationen aus verschiedenen lithologischen Formationen unterschiedlichen Alters. Um diese oft chaotischen Faziestypen klassifizieren und unterscheiden zu können, haben wir bestehende Klassifikationsschemen verwendet, diese jedoch gegebenenfalls auf die speziellen Verhältnisse in der Arosa-Zone angepasst (vgl. Tabellen 4 und 5).

- **Tektonische Melanges** im Sinne von HSÜ (1968, 1974) sind weit verbreitet. Exotische Elemente aus dem distalen unterostalpinen Kontinentalrand sind vermutlich Zeugen der kretazischen Orogenese, während Blöcke aus zentralpenninischen Elementen eine Entstehung der Melanges während der tertiären Gebirgsbildung dokumentieren. Diese Melanges werden als **polygene (hybride) Melanges** bezeichnet.
- Es gibt in der Arosa-Zone jedoch auch tektonische Melanges, welche ausschliesslich aus Elementen bestehen, die nur einem Faziesraum entstammen. Solche chaotische Komplexe werden in dieser Arbeit als **monogene (intraformationelle) Melanges** bezeichnet.
- **Broken formations** kommen in der Arosa-Zone selten vor. Wir bezeichnen mit diesem Begriff ausschliesslich solche Schichtpakete, welche sich sowohl im Bezug auf die tektonische Überprägung (keine komplette Zerschierung, ursprüngliche Strukturen teilweise erhalten), wie auch im Bezug auf den lithologischen Inhalt (nur ehemals stratigraphisch benachbarte Elemente) klar und von tektonischen Melanges abgrenzen lassen.
- Sedimentär abgelagerte, chaotisch deformierte Gesteinskörper (**Olisthostrome**) sind in der Arosa-Zone von untergeordneter Bedeutung. Vermutlich waren sie ursprünglich weiter verbreitet, wurden jedoch später tektonisch überprägt und können heute nicht als solche erkannt, sondern allenfalls als **sedimentäre Melanges** im Sinne von HSÜ (1974) bezeichnet werden.

8. Vergleichsserien aus dem Unterostalpin

8.1. Einleitung

In der Vergangenheit nahmen verschiedene Autoren immer wieder Korrelationen zwischen den jurassischen Breccien und Sandsteinen der Zone von Samaden (FINGER, 1978) und zeitlich äquivalenten klastischen Serien aus der Arosa-Zone vor (CADISCH, 1921; AMPFERER, 1933; RÖSLI, 1927/1944; RICHTER, 1957).

Die Dolomitbreccien aus der Weissfluhregion zwischen Klosters und Davos wurden von CADISCH (1921) direkt mit der unterostalpinen Saluverserie aus dem Oberengadin korreliert und entsprechend der damaligen Interpretation als jurassische bis kretazische Ablagerung interpretiert. RÖSLI (1944) konnte jedoch zeigen, dass die Saluverserie im Typusprofil nur bis in den mittleren Jura reicht und von oberjurassischen Radiolariten überlagert wird.

RICHTER (1957) und GEES (1954) ordneten der Weissfluhbreccie ein kretazisches Alter zu, da sie glaubten, dass diese Radiolaritkomponenten enthält. Nach GRUNER (1981) handelt es sich bei diesen vermeintlichen Radiolariten jedoch richtigerweise um hämatisierte Quarzporphyre oder rot pigmentierte Dolomitkomponenten (vgl. Kapitel 4.6.). Wir gehen deshalb mit ihm einig, dass es sich bei den Breccien der Weissfluh-Serie um prä-Radiolarit Ablagerungen handelt.

Die schon von TRÜMPY (1916) erstmals entdeckten Cenomanen Couches Rouges vom Maraner Bergli (Arosa) wurden von RÖSLI (1944) mit den Schiefen des Piz Murtiröl bei S-Chanf verglichen. Derselbe Autor vermutete auch, dass im Oberengadin Breccien vom Typ Maraner Breccie vorkommen.

Um die aus der Literatur bekannten sedimentologischen und faziellen Ähnlichkeiten zwischen den jurassischen und kretazischen Serien der Zone von Samaden und denjenigen der Arosa-Zone überprüfen zu können, wurden für die vorliegende Arbeit Proben aus wichtigen Profilen im Engadin sedimentpetrographisch untersucht.

8.2. Aufbau der Zone von Samaden

Die Zone von Samaden ist nach FINGER (1978) durch diverse Sedimentschuppen charakterisiert, welche vom Err-Kristallin und vom Julier-Bernina-Kristallin abgeschert wurden. Diese, durch mehrere alpine Kompressionsphasen (Cenoman-unt. Miozän)

überprägten Schuppen liegen heute zwischen den beiden Kristallinkörpern (Err-Decke oben, Julier Bernina-Decke unten).

Die unterostalpinen Einheiten sind nach FINGER (1978) in der sogenannten "grisoniden Fazies" ausgebildet, welche durch eine geringmächtige Trias, stark divergierende Jura- und Kreide-Ablagerungen und durch das Fehlen von Ophiolithen charakterisiert ist.

Die Öffnungsphase des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans ab dem Lias führte innerhalb der unterostalpinen Plattform (Julier-Bernina) zu distensiven listrischen Absenkungen und zur Ablagerung von (grob)detritischen Sedimenten in kleinen Becken (**Alv-Breccie, Padella-Formation**). Während des Doggers verlagerte sich die tektonische Aktivität gegen den Rand der Plattform und führte im Bereich der Err-Decke zur Bildung von mächtigen Breccien-Abfolgen: **Bardella-, Saluver-Formation**; nach FINGER (1978).

8.2.1. Saluver-Gruppe

Die durch einen unterschiedlichen Anteil an Kristallin-Komponenten charakterisierten Breccienabfolgen aus der unterostalpinen Samadener Zone werden neuerdings unter dem Begriff **Saluver-Gruppe** zusammengefasst (FURRER, 1985), und umfassen unter anderem die **Bardella-** und die **Saluver-Formation** von FINGER (1978).

8.2.1.1. Bardella-Formation

Die am Piz Bardella maximal 170m mächtige Abfolge der Bardella- Formation besteht aus grauen kalkigen Schiefen und sandigen Kalken mit Linsen von Sandsteinen und Feinbreccien, sowie grossen Blöcken von Karbonat- und Karbonat/Kristallin- Breccien. Gegen das Dach der Formation werden die Breccien und Sandsteine allmählich durch pelitische Sedimente abgelöst.

Nach FINGER (1978) stammen die Komponenten (Granitporphyrite, Rhyolite, Glimmerschiefer, Lumachellen- und Crinoidenkalke, Dolomite) wahrscheinlich aus der Err-Decke.

Derselbe Autor stellt die Bardella-Formation anhand eines Ammonitenfundes (*Hildoceras sp.*) in den Dogger (Toarcian oder jünger).

Sandsteine der Bardella-Formation (Fig. 27, 28)

In den gradierten und laminierten Sandsteinen der Bardella Formation sind oft komplette Bouma Zyklen erhalten (Fazies C2, MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972). Es sind

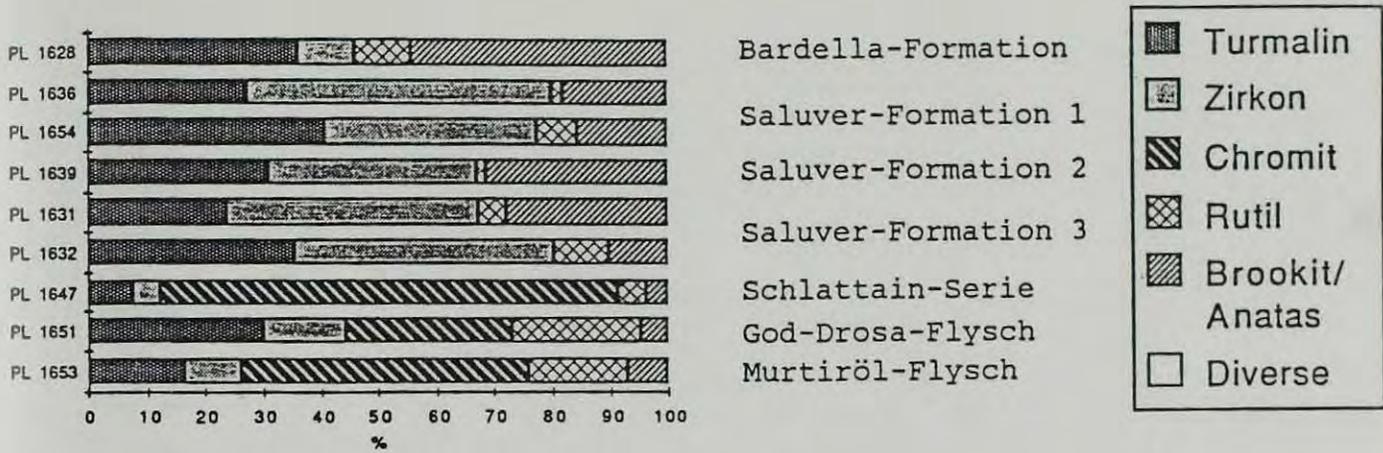


Fig. 27: Schwermineralzusammensetzung der Flysch-Sandsteine und jurässischen turbiditischen Sandsteine aus der Zone von Samaden (Unterostalpin).

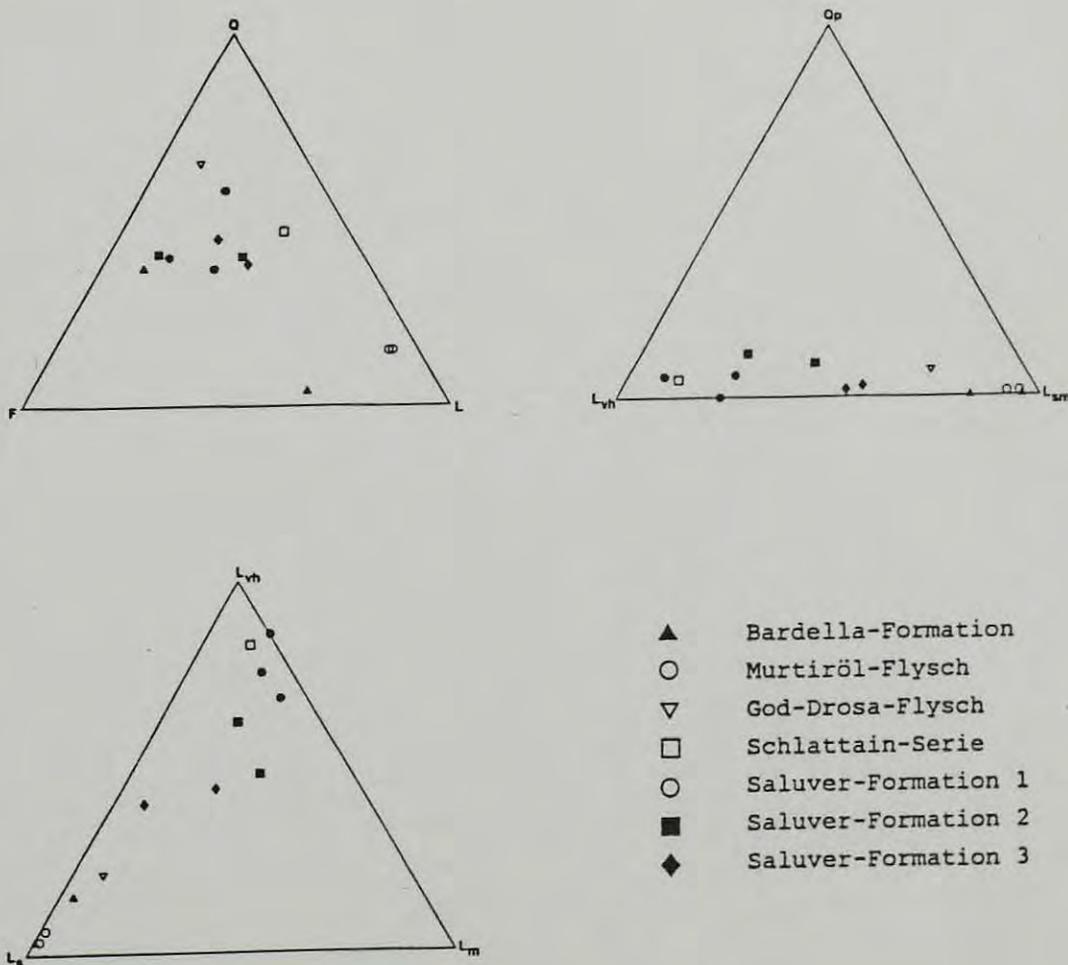


Fig. 28: Konzentrationsdreiecke der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und jurässischen turbiditischen Sandsteine aus der Zone von Samaden.

<u>4a Bardella-Formation (n = 2)</u>		
Q = 20,5 ± 23,3	Q _p = 0,0 ± 0,0	L _{vh} = 10,0 ± 8,5
F = 42,0 ± 15,5	L _{vh} = 10,0 ± 8,5	L _s = 88,5 ± 10,6
L = 37,5 ± 38,9	L _{sm} = 90,0 ± 8,5	L _m = 1,5 ± 2,1
<u>4b Saluver-Formation 1 (n = 3)</u>		
Q = 45,0 ± 11,4	Q _p = 4,0 ± 3,5	L _{vh} = 77,0 ± 8,5
F = 34,7 ± 11,1	L _{vh} = 77,0 ± 8,5	L _s = 4,3 ± 3,8
L = 20,3 ± 6,1	L _{sm} = 19,0 ± 9,5	L _m = 18,7 ± 5,7
<u>4c Saluver-Formation 2 (n = 2)</u>		
Q = 40,5 ± 0,7	Q _p = 10,5 ± 2,1	L _{vh} = 56,0 ± 12,0
F = 37,5 ± 13,4	L _{vh} = 56,0 ± 12,0	L _s = 20,0 ± 1,4
L = 22,0 ± 14,1	L _{sm} = 33,5 ± 9,9	L _m = 24,0 ± 8,5
<u>4d Saluver-Formation 3 (n = 2)</u>		
Q = 41,5 ± 4,9	Q _p = 2,5 ± 0,7	L _{vh} = 43,0 ± 2,8
F = 29,5 ± 2,1	L _{vh} = 43,0 ± 2,8	L _s = 42,5 ± 13,4
L = 29,0 ± 7,1	L _{sm} = 54,5 ± 2,1	L _m = 14,5 ± 10,6
<u>4e Murtiröl-Flysch (n = 2)</u>		
Q = 15,0 ± 0,0	Q _p = 1,0 ± 0,0	L _{vh} = 5,5 ± 2,1
F = 6,5 ± 0,7	L _{vh} = 5,5 ± 2,1	L _s = 93,5 ± 2,1
L = 78,5 ± 0,7	L _{sm} = 93,5 ± 2,1	L _m = 1,0 ± 0,0
<u>4f Einzelvorkommen aus der Samadener-Zone</u>		
1) PL 1651 God-Drosa-Flysch		
Q = 56,4	Q _p = 6,8	L _{vh} = 22,0
F = 25,0	L _{vh} = 22,0	L _s = 71,2
L = 18,6	L _{sm} = 71,2	L _m = 6,8
2) PL 1647 Schlattain-Serie		
Q = 47,3	Q _p = 4,6	L _{vh} = 83,5
F = 15,4	L _{vh} = 83,5	L _s = 5,5
L = 37,3	L _{sm} = 11,9	L _m = 11,0

Tabelle 6: Mittelwerte und Standardabweichungen der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und jurassischen turbiditischen Sandsteine in der Zone von Samaden.

hauptsächlich 2 Typen von Sandsteinen vorhanden:

-orange-gelb anwitternde, graue, feinkörnige Sandsteine mit vielen Dolomitkomponenten (PL 1628)

-grünliche, kalkige Sandsteine mit schwarzer Verwitterungsrinde (PL 1629)

Leichtminerale: Es fällt eine starke Dominanz von sedimentären (vor allem dolomitischen) Komponenten auf; $L_S=88\%$, $L_{VH}=10\%$, $L_M=2\%$ (Fig. 28)

Schwerminerale: Bemerkenswert ist der sehr hohe Anteil an Br/An; es sind nur stabile Schwerminerale vorhanden; Chromite fehlen vollständig; Br/An=44%, Tu=36%, Zi=10%, Ru=10%.

8.2.1.2. Saluver-Formation

Die Saluver-Formation wurde von FINGER (1978) in 3 verschiedene Member aufgeteilt. Diese Einteilung wurde von FURRER (1985) leicht revidiert:

Member A: schlecht organisierte, dickbankige Karbonat-Kristallin-Breccien, untergeordnet mit Sandsteinen.

Member B: Rote Arkosen und Einschaltungen von matrixarmen Glimmerschieferbreccien mit dünnen Lagen von roten Tonschiefern (vgl. Fig. 29).

Member C: gradierte Karbonat-Kristallin-Breccien mit sandiger Matrix, matrixarme Kristallin-Breccien, Sandsteine und bunte Tonschiefer.

Da die Saluver-Formation über der mit Toarcien datierten Agnelli-Formation abgelagert wurde und selbst von den Radiolariten überlagert wird, stellte FINGER (1978) diese Sedimente in den Dogger.

Ausserhalb der Nair-Schuppe sind keine mit den Members A und B der Saluver-Formation vergleichbaren Sedimente bekannt. An verschiedenen Orten, wie zum Beispiel am Piz Murtiröl (vgl. 8.2.2.2.) sind Serien aufgeschlossen, welche dem Member C der Saluver Formation oder der Bardella-Formation sehr ähnlich sind (RÖSLI, 1927; FINGER, 1978). Ähnliche Breccien-Sandstein-Schiefer Wechsellagerungen werden auch aus der Grevasalvas Einheit (NOLD, 1972) und aus der Salteras-Serie (STÖCKLIN, 1949) beschrieben.

Sandsteine der Saluver-Formation:

In der Saluver-Formation und im speziellen im Member C sind mehrere Sandsteinpopulationen erhalten, welche anhand der Zusammensetzung der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke folgendermassen gruppiert

werden können (vgl Fig. 28):



Fig. 29: Saluver-Breccie Member B (FINGER, 1978) mit Dolomit- und Kristallin-Komponenten sowie roten Arkosen.

Grat Fuorcla Schlattain-Piz Nair ca. 3040m

-Rote Arkosen des Member B

- Leichtminerale: es fällt eine starke Dominanz von L_{vh} Komponenten (>70%) auf
- Schwerminerale: es sind ausschliesslich stabile SM erhalten. Auffällig sind die hohen Zi-Gehalte und die geringen Ru-Anteile (Fig. 27)

Die Proben stammen vom Muot Cotschen (PL 1634) und vom Piz Nair (PL 1636).

-Grüne, glimmerreiche Sandsteine des Member C

- Leichtminerale: Population mit vielen L_{vh} - (55%) und relativ vielen L_s -Komponenten (20%).
- Schwerminerale: man findet eine sehr ähnliche Verteilung wie bei den roten Arkosen (Fig. 27).

Diese Proben (PL 1639, 1640) stammen vom Punkt 2848m westlich des Piz Nair.

- Graue Arkosen des Member B**
- Leichtminerale: diese Population enthält ca 40% L_{vh} -Komponenten und zwischen 30% und 50% L_s -Komponenten
 - Schwerminerale: Die Verteilung der Schwerminerale ist sehr ähnlich wie bei den roten Arkosen (Fig. 27).

Die Proben (PL 1631, 1632) stammen vom W-Grat des Muot Cotschen.

Am Nordgrat des Piz Nair ist ein verkehrtliegendes stratigraphisches Profil der Nair Schuppe vollständig aufgeschlossen:

Die Saluver-Formation wird von Radiolariten und Aptychenkalken überlagert, die ihrerseits in die Emmat-Schiefer (nach FINGER, 1978 äquivalent zur südenninischen Palombini-Formation) übergehen. Auf der Fuorcla-Schlattain werden diese Emmat-Schiefer von Couches Rouges des Cenomanians in Form von beigen, kalkigen Mergelschiefern mit *Rotalipora appenninica* abgelöst (RÖSLI, 1944, 1946). Nordwestlich des Passes sind grosse Hauptdolomitblöcke in die Kreideschiefer eingelagert, welche von FINGER (1978) als Olistolithe gedeutet werden und die Grenze zur Grisch- Schuppe bilden.

8.2.2. Chromit-haltige Sandsteine aus der Zone von Samaden

Neben den Proben der Bardella- und der Saluver-Formation wurden einige Sandsteine aus den Flyschen am Piz Murtiröl, sowie aus der Schlattain-Serie sedimentpetrographisch untersucht.

8.2.2.1. Schlattain-Serie

In der reduzierten Jura-Kreide Serie (rosarote Kalke und Breccien des unteren Juras, Radiolarite, Aptychenkalke und Rotaliporenmergel) der Schlattain-Schuppe (südöstlich des Piz Schlattain), welche von FINGER (1979, 1980) beschrieben wurde, fanden wir eine Abfolge von braun anwitternden, graubraunen, sandig-kalkigen Schiefern mit einer Vielzahl von Linsen aus dunklen Sandkalken sowie dunklen glimmerreichen Sandsteinen.

Die glimmerreichen Sandsteine (PL 1647) haben eine andere petrographische Zusammensetzung als die liasischen turbiditischen Sandsteine und Breccien :

Leichtminerale: es handelt sich um L_{vh} -dominierte Sandsteine (>80%), welche vereinzelte Dolomitkomponenten enthalten (Fig. 28).

Schwerminerale: Diese Sandsteine erweisen sich als **Chromit-dominierte** (Chr.=80%) Population (Fig. 27)

8.2.2.2 Flyschvorkommen am Piz Murtiröl

RöSLI (1927/1944) postulierte aufgrund seiner eingehenden Studien am Murtiröl und in Mittelbünden weitreichende Analogien zwischen den jurassischen und kretazischen Sedimenten der Zone von Samaden und der Arosa-Zone. Insbesondere die von STEINMANN (1895) beschriebenen und dann von RöSLI (1927) der Oberkreide zugeordneten Foraminiferenmergel (Couches Rouges) und kalkig-sandigen Schiefer in Flyschfazies aus der Samadener Zone wurden mit ähnlichen Serien vom Maraner Bergli bei Arosa verglichen. RöSLI (1927) konnte am Murtiröl bei S-Chanf erstmals flyschartige Oberkreide-Sedimente beschreiben und diese eindeutig von den liasischen Sedimenten der Ortler Decke unterscheiden. Er stellte zwischen der dolomitischen Trias, bzw. dem reduzierten Lias und den turbiditischen Ablagerungen der Oberkreide eine bedeutende Schichtlücke fest.

BLUM (1985) hat die geologischen Verhältnisse am Murtiröl neu untersucht und konnte 4 tektonische Elemente unterscheiden. Nach diesem Autor lassen sich die Sedimente der Oberkreide folgendermassen aufgliedern:

Die unterostalpinen Aptychenkalke werden von **untercenomanen bis unter-(mittel?)turonen Foraminiferenschichten** (Couches Rouges) überlagert. Bunte, kalkige Mergelschiefer, welche eine Vielzahl von Foraminiferen enthalten und von vereinzelt Breccien-Einschaltungen durchsetzt werden, sind charakteristisch für diese Lithologie. Teilweise liegen sie über einer stark reduzierten Liasbreccie. Darüber folgt ein ziemlich mächtiger Flysch, welcher in einer unteren Flyschmasse als **God Drosa-Flysch** und in einer oberen Flyschmasse als **Murtiröl-Flysch** bezeichnet wird.

8.2.2.2.1. God-Drosa-Flysch

Im God Drosa-Flysch sind nach BLUM (1985) verschiedene Lithologien enthalten. Neben diversen Tonschiefern und siltigen Mergeln bilden grobkörnige lithische Sandsteine sowie fein-mittelkörnige, kalkige Sandsteine (PL 1651) den Hauptanteil dieses Flysches.

Leichtminerale: In diesen Sandsteinen ist eine starke Dominanz von L_m -Komponenten (80%) festzustellen und es fällt ein geringer L_{vh} -Anteil auf (Fig. 28)

Schwerminerale: Diese Population ist Chromit-haltig (Chr=28%) und enthält die stabilen Schwerminerale (Ru=22%, Zi=15%; Fig. 23).

- Alter:
- RÖSLI (1927) bezeichnete den God Drosa-Flysch als **Kreide-Tertiär-Ablagerung**.
 - BLUM (1985) gelang es, anhand von neuen Foraminiferenfunden Teile dieses Flysches als **oberes Cenomanian** zu datieren, wobei der jüngste Anteil wegen der komplizierten tektonischen Verhältnisse nicht mit Sicherheit gefunden wurde.

8.2.2.2.2. Murtiröl-Flysch

Im Gegensatz zum God Drosa-Flysch ist der Murtiröl-Flysch vorwiegend in sandiger Fazies ausgebildet:

Stellenweise stark boudinierte Linsen von mittelgroben Sandsteinen mit vielen Dolomitkomponenten (PL 1653, 1660) und dünne Lagen von gelb anwitternden Kalkbreccien stecken in dunkelgrauen, sandigen, teilweise kalkigen Schiefen. Einschaltungen von bräunlich anwitternden, grauen, laminierten Schiefen zeigen grosse Ähnlichkeiten mit den Foraminiferenschiefen der God Drosa-Einheit. Einzelne Sandsteinlinsen sind von einer auffälligen schwarzen Verwitterungsrinde überzogen. Oft sind unvollständige Turbidite der Fazies D (D₂-D₃) erhalten, daneben fallen Sedimentstrukturen wie flute casts und load casts auf.

Leichtminerale: Diese Fazies ist sehr stark von L_S-Komponenten dominiert (bis 90%) und enthält einen Anteil von maximal 10% L_{VH}-Klasten (Fig. 28).

Schwerminerale: Bei diesen Sandsteinen handelt es sich um eine Chromit-dominierte Population (Chr=50%, welche ausserdem folgende Schwerminerale enthält: Ru=17%, Tu=16%, Zi=10%, Br/An=7%, (Fig. 27).

Alter: - Der Murtiröl-Flysch konnte bis heute nicht genau datiert werden.

- RÖSLI (1927/1944) stellte ihn in die Oberkreide, mit der Begründung, dass er als normales Hangendes über den Globotruncanen-führenden Couches Rouges (Foraminiferenmergel) folgt. Er fand auch im Flysch selbst *Globotruncana apenninica* (nach CARON, 1985: *Rotalipora apenninica*).

Der Murtiröl-Flysch grenzt gegen Süden stellenweise tektonisch an rote, grobkörnige Sandsteine, welche sowohl makroskopisch, wie auch auf Grund ihrer petrographischen Zusammensetzung analog zu den Arkosen des Member B der Saluver Formation sind .

Daneben stehen auch massige Aptychenkalke, sowie nach RÖSLI (1944) verschiedenste Gesteine der Saluver Formation, Breccien in Steinsberger Fazies und Foraminiferenschiefer in direktem Kontakt mit dem Murtiröl-Flysch.

Auf dem Murtirölgipfel fällt eine grobe Breccie auf, welche neben Hauptdolomit vereinzelte Verrucano- und Kristallinkomponenten enthält. Diese Breccie hat von sämtlichen Typen aus dem Unterostalpin des Oberengadins die grösste Ähnlichkeit mit der **Weissfluh-Serie** aus der Arosa-Zone (vgl Kapitel 4.5.).

8.3. Zusammenfassung und Interpretation

Das auffälligste Merkmal der petrographischen Daten aus der Zone von Samaden ist sicherlich das Vorhandensein von Chromit-führenden bis Chromit-dominierten Sandstein-Populationen.

Die Sandsteine des God-Drosa Flysches enthalten ca 30%, diejenigen des Murtiröl-Flysches führen bis zu 50% Chromit und die glimmerreichen Sandsteine der Schlattain-Serie erreichen mit 80% Chromit in der Schwermineralfraktion einen Wert, wie er für die Chromit-dominierten Flysch-Serien in der Arosa-Zone typisch ist. Die Konfiguration des Liefergebietes dieser klastischen Serien war auf jeden Fall so, dass bedeutende Mengen von ultrabasischem Material zur Verfügung stehen mussten. Möglicherweise lieferten Elemente eines, auf den Bereich des Kontinentalrandes obduzierten Ophiolthkörpers (LAUBSCHER, 1969) den ultrabasischen Detritus.

9. Synthetische Profile

9.1. Allgemeines

Die ausführlichen Profilbeschreibungen (siehe Anhang; Teil A) wurden zu synthetischen Profilen zusammengefasst. So konnten die in den Kapiteln 6 und 7 beschriebenen Faziestypen in vereinfachter Form zusammen mit den als isolierte Schuppen auftretenden individuellen Lithologien dargestellt werden. Die verschiedenen Formationen wurden zu diesem Zweck in wenige Gruppen von verwandten Lithologien zusammengefasst (vgl Fig. 30, 31 und 32) und in den synthetischen Profilen folgendermassen dargestellt:

	Olistostrome
	Broken Formations
	Tektonische Melanges Typ A
	Tektonische Melanges Typ B
	Tektonische Melanges Typ C
	Tektonische Melanges Typ C ₁
	Tektonische Melanges Typ C ₂
	Tektonische Melanges Typ D
	Tektonische Melanges Typ E
	Flysch - Serien und turbidische Sandstein - Serien
	Palombini - Formation, Lavagna - Schiefer - Formation
	Calpionellenkalk - Formation, Radiolarit - Form., Allgäu - Formation
	Synrift - Breccien und andere Breccien
	Trias Sedimente des Ostalpins
	Ophiolithe
	Kristallin
	Sedimente des Zentralpenninikums

Fig. 30: Legende zu den synthetischen Profilen (Fig. 31, 32)

- Die **Populationen der Flysch-Serien** und die **Familien der turbiditischen Sandsteine** werden entsprechend ihrer Definitionen in Kapitel 4 nummeriert (1-3).
- Die **broken formations** und die **Olisthostrome** werden mit einer Block-, respektive Punkt-Signatur dargestellt
- Die **tektonischen Melanges** sind gemäss ihrer Klassifikation in Kapitel 7 mit **A-E** bezeichnet.
- Die als **monogene Schuppen** erhaltenen individuellen Lithologien schliesslich wurden zu wenigen charakteristischen Gruppen zusammengefasst (siehe unten).



Fig. 31: Synthetische Profile aus der Arosa-Zone Teil 1 (Nummerierung der Profile gemäss Anhang A).

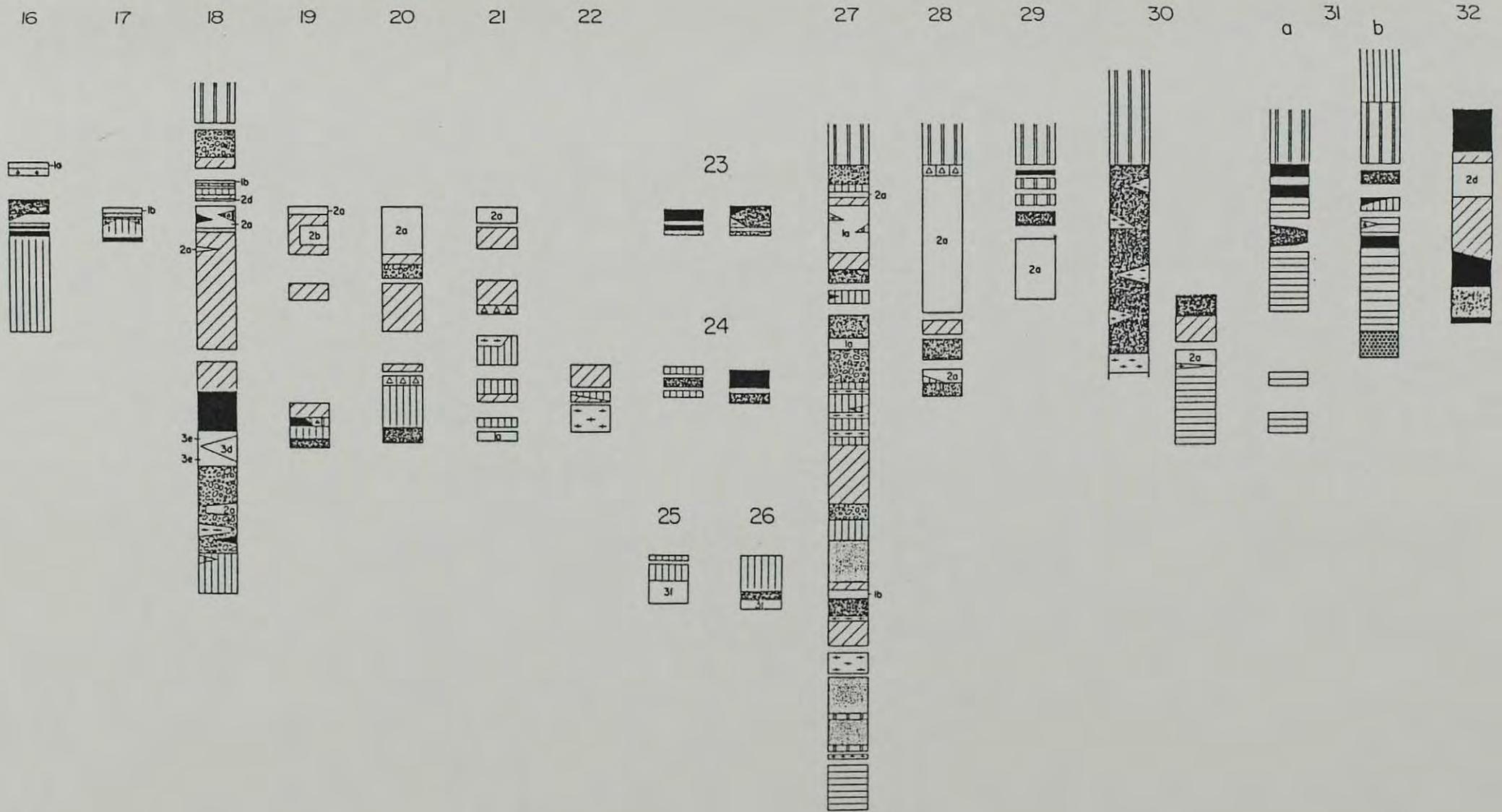


Fig. 32: Synthetische Profile aus der Arosa-Zone und der Platta-Decke Teil 2
(Nummerierung der Profile gemäss Anhang A)

Diese synthetischen Profile bilden eine nützliche Grundlage für eine Diskussion über die regionale Verbreitung der diversen Faziestypen, ihre Verteilung innerhalb der einzelnen Profile und ihre Mächtigkeiten:

9.2. Schuppen aus individuellen Lithologien

Ein beträchtlicher Teil der meisten Profile wird durch Schuppen oder Linsen aus einer individuellen, mehr oder weniger gut erhaltenen Lithologie, oder seltener einer Serie von verschiedenen, stratigraphisch zusammenhängenden Lithologien aufgebaut (z.B. Abfolge Ophiolithe- Radiolarite-Calpionellenkalke). Die Mächtigkeit solcher Pakete variiert ganz beträchtlich und kann zwischen einigen m und mehreren 100m liegen. Generell können solche Schuppen in allen Teilen der Arosa-Zone beobachtet werden. Neben den dominierenden südpenninischen Lithologien (v. a. Ophiolithe, Kalke der Palombini-Formation) sind auch Schuppen aus unterostalpinen Elementen weitverbreitet. Kristallinblöcke, Hauptdolomit- Linsen und jurassische Synrift-Breccien (Weissfluh-Breccien) sind die wichtigsten Lithologien, die aus dem Bereich des distalen Kontinentalrandes stammen. In den synthetischen Profilen wurden die Lithologien folgendermassen gruppiert (vgl. Fig 30 und Profile Fig 31 und 32):

- **Sedimente aus dem Zentralpenninikum:** Dies sind Elemente aus der Falknis- und Sulzfluh-Decke (meist Sulzfluh-Kalke, Couches Rouges und Gault-Sandsteine) oder den Schamser-Decken (Gelbhorn-Flysch?)
- **Palombini-Kalke und Lavagna-Schiefer des Südpenninikums:** Es handelt sich praktisch immer um Palombini-Kalke. Ungestörte Aufschlüsse von Lavagna-Schiefen sind nur in den Profilen 17 und 18 erhalten.
- **Jurassische und kretazische Sedimente (älter als Palombini-Formation) aus dem Südpenninikum und dem Unterostalpin:**
 - Allgäu Kalke und -Schiefer aus dem Unterostalpin
 - Radiolarite und Calpionellenkalke aus dem Unterostalpin oder dem Südpenninikum. In isolierten Aufschlüssen ist eine Zuweisung unsicher.
- **Trias Sedimente des (Unter)Ostalpins und der Nördlichen Kalkalpen:**
 - Innerhalb der Arosa-Zone sind praktisch nur Hauptdolomite, sehr selten Kössener-Schichten und Plattenkalke erhalten.
 - in den überschobenen Einheiten (Madrisa-Zone, Tschirpen-Decke etc.) kommen neben dem Hauptdolomit Arlberg-Kalke und -Dolomite als triadische Flachwasser-Sedimente vor.
- **Jurassische Synrift-Breccien und Konglomerate aus dem Unterostalpin:** Dabei handelt es sich vor allem um Breccien der Weissfluh-Serie und ähnliche, meist

Dolomit-dominierte, grobklastische Sedimente, die als Äquivalente zu den Breccien aus der Samadener-Zone (Bardella-, Saluver-Formation) interpretiert werden

- **Ophiolithe des Südpenninikums:** Serpentine, Pillow Basalte, Pillow Breccien, Ophicalcite und Ophicalcitbreccien sind als Relikte der ozeanischen Kruste erhalten.
- **Kristallin des (Unter)Ostalpins und Zentralpenninikums:** Als Elemente des kontinentalen Grundgebirges dominieren Blöcke von saurem Kristallin (Granite, Granodiorite etc), welches vorwiegend aus dem Unterostalpin stammt. Selten findet man Granite aus der Sulzfluh-Decke.

9.3. Flysch-Serien und turbiditische Sandstein-Serien

Im Kapitel 4 wurden die Kriterien für die Einteilung der Sandsteine in verschiedene Populationen aufgestellt und erläutert. Die Schwermineralanalysen und die Auszählungen der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke ermöglichten eine Aufteilung in drei Haupt- und mehrere Untergruppen. Neben der grossen Verbreitung der Sandsteine als Komponenten von tektonischen Melanges sind in vielen Profilen der Arosa-Zone auch Schuppen aus monogenen Flysch-Sandsteinen und übrigen turbiditischen Sandsteinen erhalten. Dabei können regional weitverbreitete Populationen und lokal begrenzte Vorkommen unterschieden werden:

1. Der **Hörnli-Flysch (2a)** ist in sehr vielen Profilen vom Rätikon bis auf die Lenzerheide in Form von deutlich abgegrenzten, monogenen Sandsteinpaketen erhalten (Profile 2,5,12,13,14,18,19,20,21,27,29,30) und ist damit die regional am weitest verbreitete Sandsteinpopulation im gesamten Kerngebiet der Arosa-Zone. Seine grössten Mächtigkeiten erreicht der Hörnli-Flysch in den Profilen Motta (28,29) und Plessur (13,14) in der Region Arosa. Während er in der gesamten Weissfluh-Region nur in Form einzelner Blöcke in tektonischen Melanges auftritt, ist seine Verbreitung und Mächtigkeit auch in einzelnen Profilen im Rätikon bemerkenswert (Profile 2,4).

2. Der **Verspala-Flysch (1c, 2b)** hat seine Hauptverbreitung im Rätikon (Profile 3,4), wo er an der Verspala selbst eine aussergewöhnlich grosse Mächtigkeit erreicht. Als monogener Flysch ist er in Mittelbünden nur an der Weissfluh und am Haupterhorgrat in den Profilen 11 und 12 erhalten.

3. Der **Urden-Flysch (1a)** ist nur selten und meist in geringer Mächtigkeit als eigenständige Lithologie aufgeschlossen, kann jedoch als Komponente in verschiedenen tektonischen Melanges beobachtet werden. Grössere Pakete dieses Chromit-dominierten Flysches findet man einzig in der Typlokalität am Urdenfürggli

(Profil 27) und in einzelnen reduzierten Profilen aus der Region Arosa. Es ist anzunehmen, dass der hohe Pelitanteil dieses Flysches zu einer geringen Kompetenz führte, sodass der Urden-Flysch, im Gegensatz zum Hörnli- und zum Verspala-Flysch leicht deformiert und in tektonischen Melanges aufgearbeitet wurde.

4. Der **Schwerzi-Flysch (1b)** ist nur in Mittelbünden verbreitet. Neben den Aufschlüssen in der Typlokalität an der Weissfluh (Profile 7 und 8) ist er im obersten Teil von zwei Profilen (15,17) bei Arosa aufgeschlossen. Am Urdenfürggli (Profil 27) ist er in einem relativ tiefen Niveau der Arosa- Zone als dünne Linse eingeschaltet.

5. Die **Plattenhorn-Serien (3d,e)**, welche in die Gruppe der Chromit- freien Synrift-Sedimente gehören, konnten nur in der Hörnli-Region bei Arosa als monogene Lithologien gefunden werden.

6. Die **Augstberg Serie (3f)** ist nur in den Profilen 25 und 26 am Urden-Augstberg in sehr geringer Mächtigkeit erhalten.

Die anderen Sandstein-Populationen konnten ausschliesslich als Linsen in tektonischen Melanges gefunden werden. Dabei machen sie oft einen volumetrisch sehr bedeutenden Anteil innerhalb der einzelnen Komplexe aus, wie beispielsweise die **Weissfluh-Serie (3a,b)** in den Profilen 6,7,8,9,10,11 aus der Weissfluh-Region zeigt.

9.4. Tektonische Melanges

Tektonische Melanges nehmen in der Arosa-Zone einen breiten Raum ein. Ihr Hauptverbreitungsgebiet haben sie im Rätikon (Profile 1,4,5), sie sind aber auch in vielen Profilen Mittelbündens (Profile 7,8,13,27,30) von grosser Bedeutung.

1. In den meisten Fällen handelt es sich um **tektonische Melanges vom Typ C**, die aus südpenninischen und unterostalpinen Elementen aufgebaut sind.

In den meisten Profilen ist der **Melange-Typ C1** bevorzugt ausgebildet. In diesen Melanges dominieren südpenninischen Lithologien und Elemente unterostalpinen Provenienz sind nur als einzelne Blöcke enthalten.

Neben bedeutenden Vorkommen in den Profilen an der Verspala und am Rätschenjoch (Profile 3,4) im Rätikon und denjenigen an der Weissfluh (Profile 7, 11) sind Melanges dieses Typs vor allem in der Region Arosa (Profile 13,14,18,27) und in der auskeilenden Arosa-Zone zwischen der Lenzerheide und Tiefencastel (Profile 30,31) verbreitet.

Der **Typ C2**, ein tektonisches Melange, welches aus unterostalpinen Lithologien mit Blöcken von südpenninischen Elementen besteht, ist ausschliesslich in der Bova

Gronda (Profil 30) ausgebildet.

In verschiedenen Profilen sind tektonische Melanges von **Typ C** aufgeschlossen (Profile 16,23,24,25,26,31), welche jedoch nicht mit Sicherheit dem einen oder anderen Untertyp (C1,C2) zugeordnet werden können. Einerseits lässt sich bei diesen Melanges die Matrix als wichtiges Kriterium nicht eindeutig identifizieren. Andererseits halten sich die Lithologien aus dem südpenninischen und dem unterostalpinen Faziesraum in ihrer Häufigkeit ungefähr die Waage. Tektonische Melanges, die nicht eindeutig zugeordnet werden können, sind meist durch eine starke tektonische Überprägung charakterisiert.

2. Neben dem stark dominierenden Melange-Typ C findet man in der Arosa-Zone noch zwei andere Typen von tektonischen Melanges mit heterogener (hybrider) Zusammensetzung. Diese sind dadurch charakterisiert, dass sie Elemente einer mittelpenninischen Einheit enthalten (**Typen D und E**).

Das Auftreten dieser Faziestypen beschränkt sich auf die basalen Abschnitte der Arosa-Zone, oder zumindest auf einen Bereich, der nahe beim Kontakt zu den überschobenen Einheiten liegt.

Da in einem Grossteil der Profile nur ein Ausschnitt aus der gesamten Arosa-Zone erfasst wird (z.B. Profile in der Region Arosa) und dabei oft die basalen Abschnitte der Einheit fehlen, wurde die Verbreitung der tektonischen Melanges vom Typ D und E möglicherweise unterschätzt.

Tektonische Melanges vom **Typ D** bestehen aus südpenninischen und zentralpenninischen Lithologien, und treten ausser in zwei Profilen im Rätikon (Profile 1,4) noch an der Zähnje-fluh (Profil 8) und (eventuell) bei Motta (Profil 28) auf. Bei den mittelpenninischen Komponenten handelt es sich zur Hauptsache um Sulzfluhkalke, untergeordnet um Couches Rouges und Gault-Sandsteine.

Die Verbreitung des **Melange-Typs E**, welcher neben den dominierenden südpenninischen Lithologien sowohl unterostalpine wie auch zentralpenninische Elemente enthält, beschränkt sich ebenfalls auf das Rätikon (Profile 1,3) und die Ausläufer der Arosa-Zone bei Tiefencastel (Profil 31b). Dieser seltene Melangetyp geht teilweise fließend in solche des Typs C oder D über (vgl. Verspala; Profil 3).

3. Neben der Prädominanz der **heterogenen (hybriden) tektonischen Melanges** ist für viele Profile der Arosa-Zone das Auftreten von **monogenen (nativen) tektonischen Melanges** charakteristisch (vgl. Diskussion Kapitel 4).

Nach den beiden Faziesräumen, deren Elemente die Arosa-Zone hauptsächlich aufbauen, kann man zwei Typen unterscheiden:

- Tektonische Melanges vom **Typ A** bestehen ausschliesslich aus südpenninischen

Lithologien. Sie sind in vielen Profilen erhalten (5,8,12,13,27,28,32). Es lässt sich kein eindeutiger regionaler Trend im Bezug auf ihre Verbreitung erkennen. In einzelnen Fällen kann die Abgrenzung gegenüber stark tektonisierten monogenen Schuppen und broken formations problematisch sein.

- Tektonische Melanges vom **Typ B** bestehen ausschliesslich aus unterostalpinen Lithologien und dominieren praktisch alle Profile der Weissfluh-Region (Profile 7-10). Dieser Melange-Typ verdankt seine starke Dominanz an der Weissfluh zum einen der aussergewöhnlichen Mächtigkeit der unterostalpinen Abfolge in dieser Region. Zum anderen spielt sicher die gegenüber Fremdelementen abgeschirmte Position eine Rolle, wie sie in diesem Abschnitt der Arosa-Zone durch die dicken Schuppen aus Hauptdolomit im Top und an der Basis der Einheit gewährleistet ist. Ausserhalb der Gegend von Davos kann dieser Melange-Typ nur noch im basalen Abschnitt des Urdenfürggli-Profils (27) beobachtet werden.

Zusammengefasst kann festgestellt werden, dass tektonische Melanges in der Arosa-Zone weitverbreitet sind, in einzelnen Profilen sogar den Hauptanteil der Abfolge ausmachen können. Folgende Regeln im Bezug auf ein bevorzugtes regionales Auftreten und auf eine bestimmte Position einzelner Melange-Typen innerhalb von einzelnen Profilen lassen sich aufstellen:

- Melanges vom Typ B** dominieren vorwiegend im Hangenden der Arosa-Zone an der Weissfluh.
- Melanges vom Typ C**, im speziellen vom **Typ C1** treten in sämtlichen Niveaus sehr vieler Profile auf und bilden den weitaus grössten Anteil aller tektonischen Melanges.
- Melanges der Typen D und E** sind auf diejenigen Regionen beschränkt, wo die Arosa-Zone eine geringe Mächtigkeit hat. (Rätikon, Umgebung von Tiefencastel) und sind dort vor allem im basalen Anteil der Arosa-Zone zu erhalten.

9.5. Übrige Faziestypen

Die Faziestypen der **broken formations** und **Olisthostrome** sind in der Arosa-Zone im Vergleich zu den vorher beschriebenen äusserst selten.

Olisthostrome von bedeutender Mächtigkeit sind nur in den Profilen Öfenkopf und Heitenwaldi (2 und 15), sowie als dünne Einschaltungen am Weissfluh Westgrat und am Hörnligrat (Profile 8 und 18) erhalten.

Broken formations sind auf das Rätchenjoch (Profil 4) und lokale Aufschlüsse in der Chüecalanda aus der Madrisagegend beschränkt.

Wegen der überall beobachteten starken tektonischen Überprägung in der Arosa-Zone muss vermutet werden, dass viele Olisthostrome und broken formations während der Orogenese überprägt und entweder in tektonischen Melanges aufgearbeitet wurden, oder heute zumindest kaum mehr von diesen zu unterscheiden sind. (vgl Diskussion Kap. 10).

10. Vergleiche mit altersäquivalenten Flyschen aus anderen paläogeographischen Bereichen

In mehreren Einheiten, die dem nordpenninischen, dem ligurischen, den diversen ostalpinen und dem südalpinen Faziesraum zugeordnet werden, sind während der Kreide ebenfalls Flysche abgelagert worden.

Diese klastischen Sedimente sollen in der Folge kurz beschrieben und mit denjenigen aus der Arosa-Zone verglichen werden. Wir beschränken uns im wesentlichen auf die Flysche, die nach dem Alter mit den südpenninischen Flysch-Serien der Arosa-Zone äquivalent sind, also ein Alter von \pm Aptian bis Turonian aufweisen.

10.1. Nordpenninikum

Im Nordpenninikum wurden in der Kreide und zum Teil im Tertiär zwei mächtige Flyschserien, der **Rhenodanubische-Flysch** einerseits und der **Prättigau-Flysch** andererseits abgelagert (ALLEMANN, 1957).

a) Die Sedimente des **Rhenodanubischen-Flysches** umfassen die Zeitspanne zwischen Barremian und Paläozän (SCHWIZER, 1984, VON RAD, 1972). Der **Reiselsberger-Sandstein** wurde zwischen dem oberen Cenomanian und unteren Turonian, also gleichzeitig mit gewissen Flyschen aus der Arosa-Zone abgelagert (**Verspala-Flysch**, **Schwerzi-Flysch**), hat jedoch eine vollkommen verschiedene petrographische Zusammensetzung. Chromite fehlen im Reiselsberger-Sandstein vollständig, dafür bilden Granate den Hauptanteil der Schwermineralen. Die Strömungsrichtungen im **Reiselsberger-Sandstein** zeigen nach HESSE (1972) und VON RAD (1972) auf eine Ost-West gerichtete beckenparallele Schüttung des terrigenen Materials, während unsere eigenen Beobachtungen im Verspala-Flysch generell auf von Westen gegen Osten gerichtete Transportwege hinweisen.

Zu den vor dem Reiselsberger-Sandstein abgelagerten Sedimenten (Tristel- Schichten bis Ofterschwanger-Schichten), wie auch zu den jüngeren Elementen (Obere Bunte Mergel bis Bleicherhorn-Serie), kennen wir aus der Arosa-Zone keine vergleichbaren Serien (von RAD, 1972; HESSE, 1972 1974). Dieser Vergleich zeigt, dass die Flysche der Arosa-Zone und der Rhenodanubische-Flysch, sowohl im Bezug auf ihre petrographische Zusammensetzung, wie auch auf ihre geometrische Entwicklung grundsätzlich verschieden sind.

b) Der **Prättigau-Flysch** wird an mehreren Stellen direkt von der Arosa-Zone tektonisch überschoben. Er besteht aus einer nicht genau datierten unter- bis mittelkretazischen Schiefer-Kalk-Abfolge (sog. Praeflysch, TRÜMPY, 1969) und einer

Serie von Flyschen, die vom Turon bis ins untere Eocän reicht (NÄNNY, 1948; THUM & NABHOLZ, 1972).

Die Sandsteine aus den Serien der Oberkreide, die Pfävisgrat-Eggberg-Serie (Turonian-Maastrichtian) sind hauptsächlich als lithische Sandsteine ausgebildet und führen als Schwerminerale hauptsächlich Zirkone und Turmaline. Chromite sind nach THUM & NABHOLZ (1972) nur akzessorisch in einzelnen Proben der Klus-Serie, der Gyrenspitz/Pfävisgrat-Serie und der Ruchberg/Oberälpli-Serie vorhanden. Die möglicherweise paleozäne Probe unter der Basis des mächtigen Hörnli-Flysches bei Motta (PL 910, vgl Kapitel 5.) kann wegen markanter petrographischer Unterschiede (mehr als 30% Chromit) nicht mit der paleozänen Oberälpli-Serie verglichen werden.

10.2. Südpenninikum und Ligurien

a) Aus dem paläogeographischen Grenzbereich zwischen Südpenninikum und Ostalpin sind in den Schweizer Alpen nur aus der **Nappe Supérieur der Praealpen (Simmen Decke s.l.)** Serien mit Flyschen (Manche/Mocausa) der unteren Oberkreide bekannt (CARON, 1972).

Der **Complexe de la Manche** (WICHT, 1984) setzt sich aus vier Untereinheiten zusammen: Es sind dies der **Flysch du Fouyet** (Aptian-Turonian?), der **Flysch de la Manche** (Turonian-Santonian?) inklusive **Weissenburg-Flysch** (Coniacian-Santonian?) und die **Groupe de la Gueraz** (Aalenian-Cenomanian). Letztere besteht aus einer Serie von Olistostromen. Der **Flysch de la Mocausa** (mittleres Turonian-mittleres Coniacian) ist das proximale Äquivalent des **Flysch de la Manche** und ist auf letzteren überschoben. Alle Flyschsandsteine (Fouyet, Manche, Weissenburg, Mocausa) enthalten beträchtliche Mengen an Chromiten. Nach den hier präsentierten Daten (Schwerminerale und Leichtminerale, bzw. aphanitische Gesteinsbruchstücke) bestehen zwischen dem **Flysch de la Manche und Mocausa** und dem **Urden-Flysch**, sowie mit Vorbehalten mit dem **Verspala-Flysch 2** grosse Ähnlichkeiten (L_{sed} -dominierte Chromit-Flysche).

Nach der tektonischen Stellung verglich WICHT (1984) den zwischen der Sulzfluh-Decke und den Ophiolithen (Serpentiniten) der Schwarzen Scharte eingekeilten Verspala Flysch mit der Simmen-Decke, welche zwischen den Préalpes Médiannes und der Ophiolith- (Spilit) führenden Serie des Perrieres (CARON, 1972) liegt.

WICHT (1984) postulierte, dass das Liefergebiet aus der Assoziation eines ophiolithischen Massives mit der Sedimentabfolge (Perm bis untere Kreide) des absinkenden Kontinentalrandes zusammengesetzt war. In Anlehnung an ELTER et al

(1966), welche das Canavese als mögliche Heimat der Simmen-Decke bestimmten, vermutete er als Ablagerungsraum ein "back arc"- (besser "retro arc"-) Becken, welches auf der kontinentalen Kruste des südlichen Kontinentalrandes situiert war. WILDI (1984) postulierte, dass die Flyschbecken der Nappe Superieur zwischen dem **Penninischen Trog** und dem **Ligurischen Becken** positioniert waren. Die Ost-West Orientierung der Strukturen in der Nappe Superieur stimmt mit der Ausdehnung des Penninischen Troges überein, und die Transportrichtung der Flysche in der Nappe Superieur von Nord nach Süd kann mit dem Nordost-Südwest Streichen des Ligurischen Becken korreliert werden.

b) Der **Hundsrück-Flysch** der Nappe des Gets, der höchsten Einheit des präalpinen Deckenstapels wurde möglicherweise zwischen Coniacian und Campanian (WILDI, 1984), oder zwischen oberem Cenomanian und Campanian (FLÜCK, 1973) abgelagert. Die Apatit-dominierten Sandsteine, welche akzessorisch Chromite enthalten, überlagern tektonisch eine Serie aus Palombini-Kalken, turbiditischen Sandsteinen und Olistostromen mit Ophiolithen (Perrieres Serie; CARON, 1972). Als Ablagerungsraum der Nappe des Gets kommt am ehesten der S-Rand des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans in Frage (CARON, 1972, MATTER et al, 1980).

c) Der **Ostia-Sandstein** ist der älteste (MEZZADRI, 1964) der ligurischen Flysche. Er wurde im Cenomanian und im unteren Turonian abgelagert. Der **Gottero-Flysch**, welcher in Ligurien die klassische Abfolge der pelagischen Sedimente (Palombini-Formation, Lavagna-Schiefer-Formation) überlagert (DECANDIA & ELTER, 1972) hat ein Alter von Senonian - Paläozän, da er sedimentär? zwischen die Lavagna Schiefer (Albian - Cenomanian) und die Scisti del Bocco (Paläozän) eingeschaltet ist. Neben dem Altersunterschied zwischen dem Gottero-Flysch und dem Hörnli-Flysch, dem von der stratigraphischen Position her am besten vergleichbaren Flysch aus der Arosa-Zone, sind auch markante Unterschiede in der Schwermineral-Zusammensetzung der beiden terrigenen Sedimente auszumachen. Der Gottero-Flysch ist Granat- dominiert und enthält viel Epidot, während der Chromit, welcher im Hörnli-Flysch deutlich vorhanden ist, vollständig fehlt (WILDI, 1985).

Aus den Daten der Ligurischen Flysche ist ersichtlich, dass nur der **Ostia-Sandstein**, welcher in der unteren Oberkreide abgelagert wurde, Chromite führt. Dies lässt darauf schliessen, dass nur zu dieser Zeit Ophiolithe im Liefergebiet zur Abtragung freilagen, während in der mittleren Oberkreide (Coniacian - Santonian) im Ligurischen Becken sowohl vom südlichen, wie auch vom nördlichen Kontinentalrand stabile Schwerminerale geschüttet wurden (Silano, Pietraforte; GAZZI, 1963).

Die Sedimente der obersten Oberkreide (Campanian-Maastrichtian) sind in

verschiedenen Einheiten der Westalpen und Liguriens in den Abscherdecken des Liguro-Piemontesischen-Trogas als **Helminthoiden-Flysche** ausgebildet. Diese überlagern einen pelitischen "Complexe de base" des Cenomanian und Santonian (VANOSSI et al, 1984; WILDI, 1985). Stratigraphische, strukturelle und sedimentologische Ähnlichkeiten dieser Helminthoiden-Flysche mit denjenigen aus den Präalpen und aus dem Rhenodanubischen-Flysch in Bayern werden von CARON et al (1981) beschrieben.

10.3. Ostalpin

a) Die schmale Flysch- und Melange Abfolge der **Walsertal-Zone** (WINKLER & BERNOULLI, 1986, WINKLER, 1988) ist in ähnlicher struktureller Position wie die Arosa-Zone, zwischen den Rhenodanubischen Flysch und die Allgäu- bzw. Lechtal-Decke der Nördlichen Kalkalpen eingeklemt. Der Übergang zwischen der Arosa-Zone und der Walsertal-Zone ist nicht klar definiert, sollte jedoch nach WINKLER (1988) zwischen Liechtenstein und dem Rätikon liegen. Die Flysche aus der Walsertal-Zone zeigen grosse Ähnlichkeiten mit denjenigen aus der Arosa-Zone.

Aus den Untersuchungen von WINKLER (1988) ergibt sich, dass alle Flysche der Walsertal-Zone (1a-e; 2a,b; 3a-c; 4a-d) mit Ausnahme von zwei Populationen (4b,c) Chromit-haltig sind. Die Flysche der Population 3 enthalten beträchtliche Mengen von Chloritoid und 2 Flysche (2a,b) enthalten daneben Glaukophane und Lawsonite (vgl. Diskussion Kap. 11.). Einige Proben lassen sich direkt mit Flyschen aus der Arosa-Zone korrelieren: PL 359 (Verspala-Flysch 1) entspricht Flysch 3a; PL 620 (Verspala-Flysch 2) stimmt mit Flysch 1a überein und Wi 1778, die einzige Chloritoid-führende Probe aus der Arosa-Zone (Rätschenjoch) kann mit Flysch 3b (3a, 1a, 3b, alle aus WINKLER, 1988) verglichen werden.

Die meisten Flysche aus der Walsertal-Zone sind datiert und umfassen nach WINKLER (1988) die Zeitspanne vom **oberen Albian bis ins obere Turonian/untere Coniacian**. WINKLER (1988) postuliert, dass die Flysche der Walsertal-Zone auf dem distalen ostalpinen Kontinentalrand abgelagert wurden und mit den präkonvergenten Lithologien an der Grenze Turonian/Coniacian oder im Coniacian erstmals verschuppt wurden. Obwohl die Flysche mit Ausnahme des Auftretens der hoch-P/niedrig-T Minerale und des Chloritoids keine markanten Unterschiede zu denen der Arosa-Zone zeigen, weist die schwache Präsenz von Ophiolithen, das Fehlen von südpenninischen, pelagischen Sedimenten (Palombini-Formation, Lavagna-Schiefer-Formation) und die starke Verbreitung von Couches Rouges auf Analogien dieser Zone mit den **unterostalpinen Einheiten** hin (WINKLER, 1988).

b) In der **Allgäu- und externen Lechtal-Decke**, wie auch in der **Kalkalpinen-Randzone**, der ehemaligen Cenomanen-Randschuppe oder dem Randcenoman nach RICHTER (1957) sind mittel- und oberkretazische terrigene Sediment-Serien dokumentiert, die während der südpenninisch-ostalpinen Konvergenz am distalen Kontinentalrand abgelagert wurden (WINKLER, 1988).

Die klastische Zusammensetzung der Flysch-Serien ist denen in der Arosa-Zone und in der Walsertal-Zone generell ähnlich. Die Schwermineral-Zusammensetzung zeigt jedoch markante Unterschiede, indem in den kalkalpinen Serien mehrere Flysche **Glaukophan** führen (bis 25% der Schwermineralfraktion), und generell höhere **Granat**-Anteile enthalten. Die terrigenen und hemipelagischen Sedimente (**Aptian-Coniacian**) überlagern konkordant, teilweise auch diskordant mesozoische ostalpine Serien (WINKLER, 1988).

Im Unterschied zur Arosa-Zone fehlen in der Kalkalpinen-Randzone neben Ophiolithen auch tektonische Melanges. WINKLER (1988) nimmt deshalb an, dass die ostalpinen Flysch-Ablagerungen von verschiedenen Liefergebieten, die aus südpenninischen ozeanischen sowie ostalpinen kontinentalen und mit der Konvergenz verknüpften metamorphen Serien (hoch-P / niedrig-T, Grünschiefer) beliefert und auf dem kontinentalen Teil des konvergierenden Plattenrandes abgelagert wurden.

c) In der **internen Lechtal-Decke** wurde über den pelagischen Sedimenten der Unterkreide die sogenannte **Kreideschiefer-Serie** (AMPFERER, 1913) in Form von hemipelagischen und terrigenen Sedimenten abgelagert (WINKLER, 1988). Diese feinkörnigen klastischen Serien sind durch eine Dominanz von Chromiten und die schwache Präsenz von stabilen Schwermineralien (Turmalin, Zirkon TiO₂-Gruppe) charakterisiert. Die petrographischen Daten wurden von WINKLER (1988) dahin interpretiert, dass das ostalpine Grundgebirge als Liefergebiet von geringer Bedeutung war, ozeanisches Krustenmaterial hingegen als Lieferant für die Chromite in grossem Masse vorhanden gewesen sein müsste.

WINKLER (1988) nimmt an, dass die hemipelagischen und terrigenen Sedimente in der internen Lechtal-Decke vom **Aptian bis Albian (eventuell Cenomanian)** im Bezug auf die Allgäu- und Lechtal-Decke in einem distalen Becken abgelagert wurden. Das Auftreten von Chromiten in Kalkturbiditen aus den Aptychenkalken deutet auf eine frühe Disponibilität von ophiolithischen Gesteinen in den Liefergebieten hin. In der Arosa-Zone wurden in der Palombini-Formation der oberen Unterkreide ebenfalls Chromit-haltige Sandsteine beobachtet (vgl Kapitel 4, Diskussion Kapitel 12).

d) Die **Inntal-Decke** ist auf die interne Lechtal-Decke überschoben und bildet somit die strukturell höchste Einheit der nördlichen Kalkalpen. Im West-Abschnitt der Inntal-Decke wurden in der sogenannten **Gosau-Phase** während des **Coniacian** und **Santonian** Flachwasser-Sedimente und während des **Campanian** und **Maastrichtian** turbiditische Serien abgelagert (z.B. WOLETZ, 1963, OBERHAUSER, 1968, FAUPL, 1978). Die neritischen Gosau-Sandsteine des Santonians und unteren Campanians enthalten noch beträchtliche Mengen an Chromiten (WOLETZ, 1963). Ab dem Campanian herrscht jedoch offensichtlich eine neue paläogeographische Situation vor (FAUPL, 1978). Diese manifestierte sich dadurch, dass der Chromit durch Granat ersetzt wurde, der in grossen Mengen auftritt (WOLETZ, 1963). Diese Beobachtung lässt auf die tektonische Überdeckung der Ophiolithe im Liefergebiet der Gosau-Sedimente schliessen.

Nach den vorliegenden petrographischen Daten kann festgestellt werden, dass die Flysche der Arosa-Zone, der Walsertal-Zone, der nördlichen Kalkalpen und der Flachwasser-Gosau von ähnlich zusammengesetzten südpenninisch/ostalpinen Liefergebieten geschüttet wurden (siehe auch GAUPP, 1982, WINKLER, 1988). Die ophiolithischen Quellen, welche in der unteren Oberkreide unter anderem die Arosa-Zone belieferten, wurden erst in der obersten Kreide eliminiert.

10.4. Südalpin

Im Lombardischen Becken wurden zwischen dem Cenomanian und dem Campanian konkordant über den pelagischen Sedimenten Flysche abgelagert (BICHSEL & HÄRING, 1981).

Neuere Untersuchungen über die Schwermineralzusammensetzung der südalpinen Flysche von WICHT (1984) und WINKLER (persönliche Mitteilung 1986) zeigen, dass diese terrigenen Sedimente Granat-Staurolith- dominiert sind, mit geringen Anteilen an Disthen und Sillimanit und nur in sehr kleinem Mass Chromite enthalten.

Petrographische Daten weisen nach WILDI (1984) auf Ähnlichkeiten in der Zusammensetzung der Liefergebiete der südalpinen Flysche und derjenigen aus dem südlichen Teil des Ligurischen Beckens (Pietraforte?) hin. Das Material der lombardischen Flysche wurde nach BICHSEL & HÄRING (1981) von N oder NO aus dem Bereich des südlichen Kontinentalrandes geschüttet. Im Becken selbst wurden die Turbidite, die neben Elementen des Kontinentalrandes vorwiegend Material aus dem ost- und südalpinen Faziesraum enthalten, gegen W in eine beckenparallele Richtung abgelenkt.

WICHT (1984) weist jedoch darauf hin, dass die in der Literatur oft mit den

Chromit-dominierten Flyschen der Simmen-Decke verglichenen lombardischen Flysche markante Unterschiede in ihrer Schwermineral- Zusammensetzung aufweisen, und folgert daraus in Anlehnung an ELTER et al (1966), dass die beiden Turbiditserien in zwei verschiedenen strukturellen Zonen abgelagert wurden.

11. Paläogeographische Entwicklung und Interpretation

11.1. Einleitung

Seit langem vermuteten Alpengeologen, dass der Hauptmechanismus der alpinen Gebirgsbildung in der kompressiven Bewegung zwischen Afrika und Europa zu suchen ist (ARGAND, 1916, 1924; HEIM, 1922; STAUB, 1924). Diese Autoren nahmen auch an, dass das Abscheren und das "gegen aussen Wandern" von Decken in den Alpen aus einer Annäherung der beiden Kontinente resultierte. ARGAND (1924) argumentierte, dass die Bewegungen von Mikroplatten und die Kollision eines afrikanischen Kontinentfortsatzes bei der alpinen Orogenese eine Rolle gespielt haben könnte

Die Anwendung des plattentektonischen Konzepts auf die Problematik der alpinen Gebirgsbildung in den späten 60er und den frühen 70er Jahren führte zur Überlegung, dass die südpenninische ozeanische Lithosphäre während der jurassischen sinistralen Bewegung von Afrika bezüglich Eurasien gebildet wurde (TRÜMPY, 1975; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977; BERNOULLI, 1981). Der ostalpin/südalpine paläogeographische Raum lag demzufolge im dynamischen Einfluss von Afrika. Die Position des ostalpinen Kontinentalrandes wird jedoch im Hinblick auf seine Eigenständigkeit gegenüber dem afrikanischen Kontinent verschieden interpretiert. Dabei haben sich zwei Möglichkeiten herauskristallisiert (siehe auch BERNOULLI, 1981):

- 1) er lag entlang des N-NW Randes eines mit Afrika verbundenen **adriatischen Fortsatzes** (**adriatic promontory** von CHANNELL & HORWATH (1976), **african/adriatic promontory** von HORWATH & CHANNELL (1977), oder,
- 2) er war am Rand einer **apulischen Platte** (BIJU DUVAL et al, 1977; DERCOURT et al, 1986), die von Afrika während des Mesozoikums zeitweilig unabhängig war, positioniert.

Nach den vorliegenden Daten aus der Arosa-Zone und den übrigen Einheiten aus dem Bereich des südpenninisch-unterostalpinen Kontinentalrandes kann die paläotektonische Entwicklung an dieser Plattengrenze folgendermassen interpretiert werden:

11.2. Trias

In der Trias trennte ein keilförmiger Ozean (**Paläotethys**, z.B. LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977; DERCOURT et al, 1986) von Osten her Gondwana und Laurasien. Diese Paläotethys, von der keine ozeanische Kruste erhalten ist, wurde wahrscheinlich

noch während der Trias entlang des S-Randes von Eurasien subduziert, was durch einen magmatischen Gürtel im Nordosten dieses Ozeans dokumentiert erscheint (DERCOURT et al, 1986).

Noch in der Trias öffnete sich weiter im Süden zwischen Eurasien und Afrika ein neuer Ozean, welcher als **Tethys** bezeichnet wird (Neo-Tethys; DERCOURT et al, 1986). Von Osten her erfolgte eine Transgression auf das ausgeebnete variskische Grundgebirge, welche bis in den Bereich des heutigen Sizilien übergriff (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977). Im Westen dieser Tethys waren Afrika, Amerika und Europa noch nicht getrennt. In diesem flachen Meer wurden vorwiegend Evaporite und Flachwasser-Karbonate abgelagert, welche mehrere 1000m Mächtigkeit erreichen konnten (vgl. **Hauptdolomit** im Ostalpin). Zwischen den begrenzenden Karbonatplattformen im N und im S wurden in tieferen, meist kleinen Becken auch pelagische Kalke, Kalkturbidite und vulkanische Sandsteine sedimentiert (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977).

11.3. Jura

Im Lias setzte im Zuge der Öffnung des Zentralatlantiks (PITTMANN & TALWANI, 1972) eine sinistrale Relativbewegung zwischen Afrika und Europa ein, welche die Öffnung des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans auslöste (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977; DERCOURT et al, 1986). CHANNELL & HORWATH (1976) vermuteten, dass die Öffnung des Zentralatlantiks schon in der Trias einsetzte. BIJU DUVAL et al (1977) nahmen an, dass die ersten distensiven Bewegungen zwischen Afrika und Europa schon in der Obertrias stattfanden. Dem atlantischen Modell folgend interpretierten LAUBSCHER (1969) und auch DIETRICH (1976) die Bildung der Ophiolithe durch Akkretion an einem mittelozeanischen Rücken. Die sedimentäre Überlagerung von Ultrabasica (Serpentiniten) durch Ophicalcite und pelagische Karbonate weist nach WEISSERT & BERNOULLI (1985) jedoch darauf hin, dass erhebliche vertikale und horizontale Bewegungen stattgefunden haben und dass der südpenninische Bereich einen durch Transformbrüche zerschnittenen Ozean dargestellt hat (CORTESOGNO, 1981). TRÜMPY (1983) glaubte, dass neue Bohrdaten darauf hindeuten, dass die Öffnung des Atlantiks erst im Bathonian einsetzte.

Am Südrand des Ozeanbeckens, noch immer mit Afrika verbunden, lag der unterostalpine Faziesraum, der während der distensiven Phase durch starke Subsidenz und die Sedimentation von Breccien (vgl. **Weissfluh-Serie**, **Saluver-Gruppe**) entlang der, seit dem Lias, vor allem aber im Dogger sehr aktiven listrischen Bruchränder charakterisiert ist (FINGER, 1978; DIETRICH, 1976;

DERCOURT et al, 1986). In solchen Becken werden wahrscheinlich auch die meisten der **Chromit-freien Sandsteine** abgelagert, die in der Arosa-Zone erhalten sind (Sandstein-Gruppe 3 in Kapitel 4). Nach DIETRICH (1976) deuten auch am nördlichen, europäischen Kontinentalrand (Brianconnais) Breccien auf die Dehnung zwischen den Kontinentalrandmassen hin.

Bis in den oberen Jura hat sich nach DERCOURT et al. (1986) Afrika sinistral gegenüber Europa um etwa 250km verschoben, was auch zu einer weiteren Ausdehnung des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans führte (siehe auch LEMOINE, 1984).

Die Ophiolithe werden im Südpenninikum ab dem mittleren bis oberen Jura (DE WEVER & CABY, 1981) durch unterschiedlich mächtige **Radiolarite** (WEISSERT & BERNOULLI, 1985) überlagert. Die Mächtigkeitsunterschiede innerhalb dieser pelagischen Sedimente deuten auf eine unregelmässige komplexe Morphologie des Ozeans und dessen Ränder hin. Das wird ausserdem durch Ophiolithbreccien und Basaltbreccien dokumentiert, welche auch Kristallinkomponenten aus dem angrenzenden Kontinentalrand führen (Kapitel 4.5.; WEISSERT & BERNOULLI, 1985). Es wird angenommen, dass die Entstehung der **Maraner-Breccie** während dieser Zeit stattgefunden hat.

Auch auf dem weiter absinkenden südlichen Kontinentalrand wurden Radiolarite sedimentiert, welche ebenfalls intraformationelle und terrigene detritische Einschaltungen enthalten (FINGER, 1978). DIETRICH (1976) deutete solche Breccien als lokale Ablagerungen, welche an ozeanische Bruchzonen gebunden sind.

11.4. Kreide

11.4.1. Allgemeines

Die im oberen Jura einsetzende sinistrale Bewegung von Afrika gegenüber Eurasien dauerte in der Kreide an und führte zur Öffnung des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans bis auf ca. 300km (DERCOURT et al, 1986), oder möglicherweise sogar 500-1000km (FRISCH, 1978; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1977). Die gemeinsame Bewegung von Apulien zusammen mit Afrika würde nach FRISCH (1979) im weiteren Verlauf der Kreidebewegungen am Ostrand grosse Platzprobleme schaffen. Es muss deshalb eine Loslösung und eine selbständige Bewegung von Apulien im Bezug auf Afrika angenommen werden (DEWEY et al, 1973; FRISCH, 1979, LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982). Nach DERCOURT (1986) kollidierte Apulien im Osten mit einem intraozeanischen vulkanischen Gürtel, was möglicherweise die Abtrennung von Afrika

auslöste. Kinematische Rekonstruktionen von SAVOSTIN et al (1986) und paleogeographische Daten von WESTPHAL et al (1986) scheinen diese zeitlich begrenzte Unabhängigkeit des apulischen Mikrokontinents zu bestätigen. Noch während der Unterkreide wäre Apulien gegenüber Afrika um 30° im Gegenuhrzeigersinn rotiert worden (DERCOURT et al, 1986). Die Rotation führte zwischen 130my und 110my zu dextralen, lateralen Kompressivbewegungen von Apulien gegenüber Eurasien und leitete am Ligurisch/ Piemontesischen-Apulischen Kontinentalrand die Kreideorogenese ein (LAUBSCHER, 1970).

11.4.2. Pelagische Sedimente der Unterkreide

Sowohl im südpenninischen Ozean, wie auch im angrenzenden distalen Kontinentalrand wurden die Radiolarite nahe der Jura-Kreide Grenze von pelagischen Kalken (**Calpionellenkalk-Formation**) abgelöst, welche mit der weitverbreiteten Sedimentation von Nannofossil-Schlammern im Atlantik und in der Tethys in Verbindung stehen (BERNOULLI, 1972).

Während entlang des südlichen Kontinentalrandes in der gesamten Unterkreide rein pelagische Kalke abgelagert wurden, fand in den tiefsten Teilen des südpenninischen Beckens in der obersten Unterkreide der Übergang in eine Wechsellagerung von Kalken und schwarzen Schiefen (**Palombini-Formation**) und in schwarze, kieselige Schiefer (**Lavagna-Schiefer-Formation**) statt. Diese Sedimente deuten auf eine Ablagerung in sauerstoffarmen Bodenwässern unter der damaligen CCD hin (WEISSERT & BERNOULLI, 1985) und geben wegen einzelner detritischer Einschaltungen erste Hinweise auf das Einsetzen von kompressiven Bewegungen an.

11.4.3. Einsetzen der kompressiven Bewegungen (Subduktion/ Obduktion)

Die Kompression im Bereich des südlichen Kontinentalrandes führte sowohl zur Subduktion der ozeanischen Platte (LAUBSCHER, 1970; ERNST, 1971; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982), wie auch zur Obduktion von ophiolithischem Material auf den distalen Teil des unterostalpinen Kontinentalrandes. Die Obduktion von ozeanischem Krustenmaterial kommt nach LAUBSCHER (1970) dadurch zustande, dass die spezifisch leichte Mittelkruste durch Aufwärmung infolge Versenkung am Kontinentalrand instabilisiert und abgeschert wird. Die abgescherten Teile der Oberkruste werden anschliessend sukzessive in Richtung Kontinent überschoben. Es gibt verschiedene andere Theorien, die eine Ophiolithobduktion zu erklären versuchen. SARWAR & DE JONG (1984) postulierten, dass für die Obduktion von

Ophiolithen und die Bildung des Kanar-Melanges in Pakistan in erster Linie die schiefe Konvergenz zwischen dem Indo-Pakistanischen Subkontinent und der angrenzenden Tethys entlang einer Horizontalverschiebung verantwortlich sei. Sie stützen sich dabei auf die Theorie von BROOKFIEL (1974), die besagt, dass viele Ophiolithe entlang von Horizontalverschiebungen, welche Kontinentalränder begrenzen, beim Ändern der Richtung der Plattenbewegung obduziert werden. Auch die Idee von FITCH (1972), dass bei Konvergenz mit schiefer Bewegung im Bezug auf den Plattenrand parallele Zonen von Blattverschiebungen und Überschiebungen entstehen, kann als Möglichkeit in Betracht gezogen werden.

DERCOURT et al (1986) und MATTAUER (1982) vermuteten, dass in der Unterkreide während der Subduktion und Obduktion von ozeanischer Kruste an der südlichen Plattengrenze im Bereich des östlichen Ligurischen Ozeans auch eine Obduktion von ophiolithischem Material auf den Europäischen Kontinentalrand stattfand.

11.4.4. Stratigraphische und radiometrische Hinweise auf die Orogenese

Die Dokumentation der Kompression am südlichen Kontinentalrand liefern einerseits die mittel- bis frühoberkretazischen Flysche und tektonischen Melanges und andererseits die Metamorphose welche die eoalpine Orogenese begleitet hat:

a) Stratigraphische Hinweise:

Der Zeitpunkt des ersten Auftretens von Chromiten in terrigenen Ablagerungen wird seit langem als Hinweis auf das Vorhandensein von ophiolithischem Material im Liefergebiet angesehen. Dieses ophiolithische Material wurde durch Bewegungen unter Einbezug von ozeanischer Kruste im Bereich des südlichen Kontinentalrandes bereitgestellt.

Im südlichen Teil des Ostalpins, in der Lechtal-Decke zeigen nach FRISCH (1978) die Chromit-führenden, turbiditischen **Rosfeld-Schichten** (oberes Valanginian bis unteres Aptian) bereits erste kompressive Bewegungen an. FAUPL (1978) spekulierte, dass das terrigene Material der Rosfeld-Schichten einem südlichen Liefergebiet und nicht dem sogenannten Ultrapienidischen Rücken (siehe 11.4.5.) entstammt. FAUPL & TOLLMANN (1979) postulierten daher eine interne ultrabasische Grundgebirgszone als Lieferant für die Chromite, halten aber auch die Hypothese von ROEDER (1976), dass die Chromite von obduzierten Ophiolithkörpern in den Dinariden herkommen können, als mögliche Lösung.

Aus unseren eigenen Untersuchungen in der Arosa-Zone geht hervor, dass in der oberen Unterkreide (Hauterivian-Albian) während der Ablagerung der

Palombini-Formation vereinzelte klastische, Dolomit-dominierte und Chromit-haltige Schüttungen in den Ligurisch-Piemontesischen Trog geliefert wurden (**Flysch Gruppe 2c**). Aus ostalpinen Sedimenten werden die ersten Chromite als Indikatoren für aufgeschupptes ophiolithisches Material im Barremian (HAGN, 1982) bzw. im Barremian/Aptian (WINKLER, 1988) beschrieben. Aus den Ostalpen gibt WINKLER (1988) für die ältesten klastischen Sedimente ein Alter von unterem bis mittlerem Albian an. Es mehren sich damit die Anzeichen, dass ophiolithisches Material bereits gegen Ende der Unterkreide im Liefergebiet zur Verfügung stand.

Weitere Hinweise auf die oberkretazische Gebirgsbildung geben die **Gosausedimente**, welche ab dem Coniacian, besonders aber im Santonian innerhalb der Lechtal-Decke diskordant die eoalpin tektonisch verstellten, älteren Einheiten (vgl. unten) überlagert haben (OBERHAUSER, 1963, 1968; DIETRICH, 1976).

b) Radiometrische Altersbestimmungen:

Nach DIETRICH (1976) kann das Auftreten einer gekoppelten frühalpiden Metamorphose ("ein paired metamorphic belt", nach MIYASHIRO, 1973) als Hinweis auf eine Subduktion gedeutet werden.

Die ersten hoch-T Mineralphasen werden von verschiedenen Autoren (vgl. Zusammenfassung bei DIETRICH, 1970) aus dem ostalpinen Altkristallin des **Tauernfensters** beschrieben und weisen auf ein Metamorphose-Ereignis hin, das zwischen 105 und 65 my stattgefunden hat. Aus der penninischen Schieferhülle des Tauernfensters beschrieb MILLER (1974) Eclogite und Blauschiefer und deutete sie als Zeugen einer kretazischen Hochdruck-Metamorphose.

Radiometrische Daten aus der **Oetztal-** und der **Silvretta-Decke** zeigen nach THÖNI (1980, 1983) an, dass im Zug der fortschreitenden Subduktion das mittel- und teilweise auch das oberostalpine Grundgebirge zwischen 100 und 85 my von einer epizonalen Metamorphose überprägt wurde. Altersbestimmungen aus der **Platta-Decke** passen sich in das allgemeine Bild ein. DEUTSCH (1983) interpretierte ein Metamorphose-Alter von 110- 70 my und PHILLIPP (1982) eines von 90 - 70 my.

In verschiedenen Flyschsandsteinen aus der **Walsertal-Zone**, aus der **Allgäu-** und der internen **Lechtal-Decke** hat WINKLER (1988) detritische hoch-Druck/niedrig-Temperatur-Minerale (Fe-Glaukophan, Glaukophan, Crossit und Lawsonit), sowie Grünschiefer-fazielle Minerale (Chloritoid, Epidot s.l.) beschrieben. Diese Minerale sind auf Sedimente beschränkt, welche vom frühen und mittleren Albian bis zumindest ins Coniacian auf der südlichen Seite des Kontinentalrandes abgelagert wurden. Nach den bisherigen Daten wurden die metamorphen Minerale

assymetrisch geschüttet, da sie in der Walsertal-Zone, in der Allgäu- und in der Lechtal Decke, nicht aber in der Arosa-Zone gefunden werden können. Aufgrund des frühen Auftretens solcher charakteristischer Minerale in den ostalpinen Einheiten vermutete WINKLER (1988), dass die Konvergenz schon im Valanginian-Hauterivian einsetzte und nicht erst im Aptian-Albian startete, wie allgemein angenommen wird (z.B. OBERHAUSER, 1968). WINKLER & BERNOULLI (1986) und WINKLER (1988) postulierten, dass die Glaukophane und Lawsonite Produkte der mit der Konvergenz verbundenen mittelkretazischen Metamorphose sind, da das variskische ostalpine Grundgebirge eine regionale Grünschiefer-fazielle und Amphibolit-fazielle Überprägung erfahren hat und somit mögliche vor-alpine hoch-P/niedrig-T Paragenesen nicht überlebt hätten. Diese sehr niedrig-metamorphen Gesteine mussten bei der früh-alpinen Orogenese durch raschen Rücktransport an die Oberfläche gebracht werden, um sie der Grünschiefer- und Amphibolith-faziellen Überprägung (ERNST, 1971) zu entziehen und sie in einigen klastischen Serien entlang des Nordrandes der Ostalpen aufzuarbeiten. Da der Rücktransport der auf ca. 20-30km versenkten Gesteine (TURNER, 1981) innerhalb einer kurzen Zeit stattgefunden haben muss (WINKLER, 1988), haben neben der isostatischen Hebung Mechanismen gewirkt, welche diesen Rücktransport beschleunigen konnten (**corner flow**: COWAN & SILLING, 1978; **flow melange**: CLOOS, 1982). WINKLER (1988) glaubte jedoch, dass eine ozeanische Obduktion im Sinne von LAUBSCHER (1969), wie sie in den tertiären Gebirgszügen von Papua-Neuguinea und in Oman dokumentiert ist, auch am südpenninisch-unterostalpinen Kontinentalrand stattgefunden hat. Die hoch-P/niedrig-T Minerale und die Grünschiefer-Metamorphite könnten an der Basis der obduzierten ozeanischen Kruste gebildet worden sein (WINKLER, 1988). OBERHÄNSLI (1986) nahm an, dass hoch-P/niedrig-T Metamorphite bei geeigneten Druck- und Temperaturverhältnissen und entsprechendem Chemismus des Ausgangsgesteins bereits bei geringerer Überlagerung entstehen können.

Radiometrische Daten (BONHOMME et al, 1980; BOCQUET et al, 1974), sowie biostratigraphische Untersuchungen (LEMOINE, 1984) aus den Westalpen deuten darauf hin, dass in diesem Querschnitt die Kontinent- Kontinent-Kollision wegen der möglicherweise von O nach W schief fortschreitenden Konvergenz (GEYSSANT, 1980) später stattfand als in den Ostalpen. Es wird jedoch auch angenommen, dass in den Ostalpen dextrale transpressive Bewegungen (RATSCHBACHER, 1986) zu beträchtlichen lateralen Bewegungen geführt haben.

11.4.5. Liefergebiete für die Flyschbecken

GEYSSANT (1980) und DERCOURT et al (1986) postulierten, dass in der Unterkreide eine Überschiebung der durch eine ausgedünnte Kruste charakterisierten oberostalpinen Einheiten von Süden her auf das Mittelostalpin einsetzte. Diese Überschiebungsmassen bilden nach TOLLMANN (1960) und GEYSSANT (1980) die **Nördlichen Kalkalpen**.

GEYSSANT (1980) vermutete, dass die Adriatische Mikroplatte bereits nach der vollständigen Subduktion des ligurisch-piemontesischen Ozeans im Cenoman mit der Europäischen Platte kollidierte. Dadurch bildete sich aus den Resten des Ozeans ein Rücken, welcher sowohl ultrabasisches Material, wie auch hoch-p Mineralien aus dem Bereich der mittelmittelkretazischen, intraozeanischen Subduktion enthält. Dieser Rücken, welcher schon seit langem als Lieferant von exotischem terrigenem Material angesehen wird, ist mit den verschiedensten Bezeichnungen versehen worden: "**Vindelizisches Urgebirge**" (GÜMBEL, 1894), "**Rumunischer Rücken**" (KOCKEL, 1923), "**Ultrapienidischer Rücken**" (TRAUTH, 1934; TOLLMANN, 1963; OBERHAUSER, 1968, 1973); "**Flyschkeil**" (DIETRICH, 1976). Über die paläogeographische Positionierung dieses Rückens jedoch herrschte Unklarheit. Während TOLLMANN (1963) den Ultrapienidischen Rücken nördlich eines Sulzfluh-Hochstegen Faziesraumes einordnete, stellte ihn OBERHAUSER (1968) zwischen Mittel- und Südpenninikum und später OBERHAUSER (1973) und DIETRICH (1976) zwischen Südpenninikum und Ostalpin als Produkt aus der Elimination des penninischen Ozeans. DIETRICH (1976) vermutete, dass ein Flyschkeil (Akkretionskeil) schon vor dem Beginn des Cenomans ausgebildet wurde und als Chromitlieferant gedient hat. TOLLMANN (1963) und OBERHAUSER (1968) glaubten, dass im Ostalpen-Querschnitt noch während der Kreide die Kollision des ostalpinen Kontinentalrandes mit dem Ultrapienidischen Rücken, einem Teil des Zentralpenninikums erfolgte.

Die fortschreitende Kompression mit südgerichteter Obduktion/Subduktion führte möglicherweise zur Ausbildung eines komplizierten, südvergenten Falten- und Überschiebungsgürtels, welcher aus Schuppen von ozeanischem und kontinentalem Grundgebirge und den dazugehörigen Sedimenten bestand (WINKLER, 1988). Von seiner Funktion als Lieferant von Material in die Flyschbecken im N und im S ist dieser Gürtel mit dem Ultrapienidischen oder Rumunischen Rücken (OBERHAUSER, 1968; TOLLMANN, 1963) oder dem Flyschkeil (DIETRICH, 1976) äquivalent. Die Genese stellen wir uns jedoch anders vor. Wir glauben, dass der Überschiebungsgürtel im Zuge der Obduktion/Subduktion durch grossräumige Verschuppung von süd-

penninischen und ostalpinen Elementen entstanden ist, welche vor der Orogenese beidseits des Kontinentalrandes abgelagert wurden. Dabei wurden möglicherweise im Bereich des distalen Kontinentalrandes ererbte Geometrien der jurassischen Dehnungsphase als Überschiebungsflächen reaktiviert (BALLY, 1984); z.B. listrische Brüche, welche während der Dehnungsphase im distalen Kontinentalrand zur differentiellen Absenkung von Bruchschollen geführt hatten. Damit konnten die für die Belieferung der mächtigen Flyschvorkommen nötigen Elemente, sowohl aus dem kontinentalen, wie auch aus dem ozeanischen Teil bereitgestellt werden. So lieferte dieser Gürtel in der Oberkreide einerseits Schwerminerale aus der kontinentalen Kruste und andererseits Chromite aus der ozeanischen Kruste gegen N in das ozeanische Flysch-Becken der Arosa-Zone und gegen S in die kontinentalen Vorland-Becken des Unterostalpins und der Walsertal-Zone (WINKLER, 1988).

In der Arosa-Zone weisen deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke sowie im Chromitgehalt auf Änderungen im Aufbau des Liefergebietes oder auf eine Ablagerung der Flysche in verschiedenen lokalen Teilbecken hin. Das Beispiel des **Verspala-Flysches**, mit seinen 2 Populationen zeigt, dass sogar im selben Becken Variationen in der Zusammensetzung der terrigenen Ablagerungen zu beobachten sind, was auf Änderungen in der Ausbildung der Liefergebiete oder Schwankungen in der Konfiguration des Beckens selbst schliessen lässt. Die beiden Hauptgruppen der Flysche (Chromit-dominiert=Gruppe 1; Chromit-haltig=Gruppe 2) zeigen weder markante Schwerpunkte in ihrer räumlichen Verbreitung, noch lässt sich eine zeitliche Reihenfolge im Bezug auf ihre Ablagerung erkennen. Die fehlenden Altersdaten verschiedener Flysche erweisen sich bei der Interpretation als grosse Einschränkung.

11.4.6. Einsetzen der Flyschsedimentation in den verschiedenen Ablagerungsräumen

Während im Südpenninikum die Flyschsedimentation über den pelagischen Sedimenten der obersten Unterkreide (Palombini-Formation, Lavagna-Schiefer-Formation) einsetzte, folgten erste klastische Ablagerungen im Bereich der unter- und oberostalpinen Einheiten meist über den Mergelkalken und -schiefern der **Couches Rouges**. Im Oberostalpin wurden diese Sedimente von DÖSSEGGER et al (1982) als Chancel-Formation bezeichnet und von CARON et al (1982) mit Aptian bis Turonian datiert.

In den verschiedenen Faziesräumen setzte die Sedimentation von Flysch-Serien zu folgenden Zeiten ein:

Arosa-Zone:

Erste Chromit-haltige, von Dolomit-Geröllen dominierte klastische Ablagerungen findet man in der Palombini-Formation der oberen Unterkreide (**Hauterivian bis Aptian ev. Albian?**).

Platta-Decke:

Kalkphyllite bis Phyllite, die mit der Palombini-Formation und der Lavagna-Schiefer-Formation des **Aptian-Albian** verglichen werden können, werden durch Chromit-führende Kalkarenite des **oberen Albian** (DIETRICH, 1976) überlagert und bilden die ältesten klastischen Sedimente, die in der Platta-Decke bisher gefunden wurden.

Walsertal-Zone:

Erste lokale Flysche des **Albian** und **Cenomanian** wurden in Wechsellagerung mit Couches Rouges-artigen Mergeln abgelagert (WINKLER, 1988).

Unterostalpin:

Klastische, synorogene Kreidesedimente sind im Unterostalpin selten. In der Zone von Samaden sind zwei Flysche erhalten, von denen der God Drosa-Flysch als **oberes Cenomanian** (BLUM, 1985) und der Murtiröl-Flysch allgemein als **Oberkreide** datiert ist (ROESLI, 1927, 1944).

Während der Mittelkreide und der untersten Oberkreide wurden vorwiegend Couches Rouges (ROESLI, 1927; FINGER, 1978) abgelagert. Am Piz Murtiröl konnte BLUM (1985) sogenannte Foraminiferenschiefer, welche den Couches Rouges (ROESLI, 1927) äquivalent sind, mit **unterem Cenomanian bis unterem (mittlerem?) Turonian** datieren.

Da in der Allgäu-Decke wie im Unterostalpin Couches Rouges abgelagert wurden, glaubt WINKLER (1988), dass diese Einheiten ursprünglich nahe beieinander gelegen sein mussten.

Oberostalpin:

Die Rossfeld-Schichten des **oberen Valanginian bis unteren Aptian** aus der Lechtal Decke (FAUPL & TOLLMANN, 1978) deuten auf sehr frühe tektonische Bewegungen im Kalkalpin unter Einbezug von ozeanischer Kruste hin. Falls die Chromite jedoch nicht aus dem südpenninisch- unterostalpinen Kontinentalrand, sondern von Süden herkommen (FAUPL, 1978), können sie nicht als Indikatoren von einsetzenden Bewegungen in einem viel weiter im Norden gelegenen Bereich

hinzugezogen werden.

In der Allgäu- und der internen Lechtal Decke beschrieb GAUPP (1980) eine Abfolge von hemipelagischen-terrigenen Sedimenten (Tannheimer Schichten, Losensteiner Schichten, Branderfleck-Schichten), welche im **Aptian** einsetzt und bis ins **untere Turonian** reicht.

11.4.7. Abschluss der Flyschsedimentation und dessen Bedeutung

Die wichtigsten Flysche der Arosa-Zone wurden wahrscheinlich alle in der frühen Oberkreide (Cenomanian-Turonian) abgelagert.

Die jüngsten Flysche sind in den verschiedenen Faziesräumen folgendermassen datiert:

- In der Arosa-Zone sind die jüngsten Flysche im **oberen Turonian** gebildet worden (vgl Kapitel 5).
- In der Walsertal-Zone wurden Kreideflysche bis ins **obere Turonian oder untere Coniacian** abgelagert (WINKLER, 1988).
- Im Unterostalpin sind Flysche bis ins **Turonian** bekannt (BLUM, 1985).

In der unteren Oberkreide, an der Grenze Turonian/Coniacian, oder im Coniacian muss ein bedeutendes tektonisches Ereignis stattgefunden haben, welches durch den Abschluss der Flyschsedimentation in verschiedenen Bereichen des südlichen Kontinentalrandes angezeigt wird. Die tektonischen Ereignisse an der Grenze Turonian/Coniacian können mit der sogenannten vorgosauischen Gebirgsbildungs-Phase im mittleren-oberen Turonian (mediterrane Phase; TOLLMANN, 1966) korreliert werden. Die Bewegungen haben nach OBERHAUSER (1968) und FAUPL (1978) vor allem das Kalkalpin erfasst, und werden durch die diskordante Auflagerung der **Gosau-Sedimente** im Coniacian auf die noch immer südlich des randlichen Falten- und Überschiebungsgürtels gelegene Lechtal- und Inntal-Decke dokumentiert.

Während der frühen Gosausedimentation wurden bis ins Santonian/untere Campanian von Norden her detritische **Chromite** (WOLETZ, 1963) geschüttet. Im unteren Campanian wurden diese Chromite durch **Granate** ersetzt (WOLETZ, 1963; DIETRICH, 1976; FAUPL, 1978). Daraus muss geschlossen werden, dass im frühen Campanian der als Lieferant des Chromits dienende Überschiebungsgürtel eliminiert wurde. Die Flachwasserablagerungen der frühen Gosau wurden im Campanian durch turbiditische Tiefwassersedimente der sogenannten Flyschgosau abgelöst (OBERHAUSER, 1963, 1968; HESSE & BUTT, 1976; FAUPL, 1978; WEIDICH, 1984).

Das Andauern der Sedimentation in den Gosaubecken bis ins untere Eocän soll nach DIETRICH (1976) auf eine anhaltende Subduktion von ozeanischer Kruste bis ins

Tertiär hindeuten.

Einzelne Sedimente der obersten Kreide aus der Arosa-Zone könnten Zeugen von spätkretazischen Bewegungen sein:

- In der Arosa-Zone im Unterengadiner Fenster folgt über einer, mit unseren Flyschen vergleichbaren terrigenen Turbiditserie (Tuoi- Formation) sogenannter **Helminthoiden-Flysch**, welcher von GÜRLER (1982) als **oberes Senonian (Campanian-Maastrichtian)** datiert wurde.
- OBERHAUSER (1983) glaubte mit einigen Vorbehalten, dass der Chromit- haltige **Höllental-Flysch**, welcher ebenfalls der Arosa-Zone zugeordnet wird, erst im **Santonian und Campanian** abgelagert wurde.

Da im gesamten Bereich der Ostalpen aus dem südpenninischen Faziesraum sonst keine Sedimente der obersten Kreide bekannt sind, erfordert dies eine Erklärung.

Folgende Möglichkeiten sind denkbar:

- a) Nach CARON et al. (1981) läuft die Brianconnais-Schwelle östlich des Unterengadiner Fensters aus und das Süd- und Nordpenninikum vereinigen sich zu einem Becken. Damit könnten der südpenninische Helminthoiden-Flysch und der nordpenninische Rhenodanubische Flysch im selben Trog abgelagert worden sein. TRÜMPY (1983) glaubte, dass sich der piemontesische Ozean gegen Osten zugunsten des breiter werdenden nordpenninischen Troges verengt hat, und vermutete, dass dies ein primäres Phänomen ist und nicht durch eine im Osten schneller fortschreitende Kreidesubduktion verursacht wird.
- b) Die Überschiebung von höheren (ostalpinen) Einheiten auf das Südpenninikum im Querschnitt des Unterengadiner Fensters und möglicherweise auch im Bereich der Arosa-Zone war zur Zeit der obersten Kreide noch nicht vollständig, sodass im Südpenninikum noch Sedimente abgelagert werden konnten.

Die Lösung a) scheint aus folgenden Gründen nicht plausibel:

Der nordpenninische Rhenodanubische-Flysch und die südpenninische Arosa-Zone sind durch eine grundsätzlich unterschiedliche Entwicklung charakterisiert. Faziesaffinitäten im Bezug auf die beiden Sedimentationsräume existieren nur zwischen der **Zementmergel-Serie** und dem **Helminthoiden-Flysch** oder **Alberese-Kalk** (CARON et al, 1981). Das terrigene Material der beiden Faziesräume ist in seiner Zusammensetzung verschieden (WILDI, 1985; vgl Kap. 10). Markante Unterschiede in der Schwermineralzusammensetzung, im speziellen im Chromit-Gehalt des turonen **Verspala-Flysches** und des gleichaltrigen **Reiselsberger-Sandsteins** (HESSE, 1973; FAUPL, 1975; OBERHAUSER, 1980) weisen auf verschiedene Liefergebiete dieser kontemporären Ablagerungen hin.

GÜRLER (1982) vermutete, dass eine möglicherweise kompliziert gebaute Brianconnais-Schwelle im Bereich des Unterengadiner Fensters erhalten ist. Entgegen der Annahme von HESSE (1974) und von RAD (1972) kann der Rhenodanubische-Flysch faziell auch nicht mit dem Prättigau-Flysch korreliert werden. Für eine Lösung b) sprechen die folgenden Punkte:

Das Auftreten von Sedimenten der obersten Kreide in der Arosa-Zone (Helminthoiden-Flysch; GÜRLER, 1983) und die mehr oder weniger durchgehende Sedimentation, die in der mittelpenninischen Falknis-Decke bis ins Eozän reicht (ALLEMANN, 1957, GRUNER, 1981) schliessen zumindest im hier behandelten Querschnitt eine vollständige Elimination des südpenninischen Ozeans (GEYSSANT, 1980; TRÜMPY, 1983) und eine Überschiebung des südpenninisch-unterostalpinen Schichtstapels auf das Mittelpenninikum vor dieser Zeit aus.

Auch das Auffinden eines Chromit-reichen Sandsteins des untersten Tertiärs? (vgl Kap. 5, PL 910; Anhang A, Profil 28) lässt den Schluss zu, dass auch nach der Kreide ophiolithisches Material in beträchtlicher Menge zur Verfügung gestanden haben muss. Auch die tertiäre Gosau führte wieder Chromite (WOLETZ, 1963).

Im weiteren könnte die heutige Position und auch der Stil der tektonischen Überprägung des **Verspala-Flysches** auf folgende Punkte hindeuten:

a) Die Platznahme als starrer Block erfolgte erst in der obersten Kreide, eventuell aus einer isolierten, d.h. weniger stark tektonisch überprägten Position heraus und unter geringerer Überlagerung als die übrigen Einheiten in der Arosa-Zone (vgl auch tiefe Illitkristallinitäts-Werte an der Verspala).

b) In der Oberkreide war die Überdeckung durch die Silvretta Decke nicht gleichförmig und vollständig. Eventuell waren in der obersten Kreide im Südpenninikum Teilbereiche erhalten, die infolge eines differentiellen Fortschreitens der Überschiebung in Form von mehreren Teildecken noch länger mit Sedimenten beliefert wurden. Diese Teildecken waren möglicherweise durch Horizontalverschiebungen voneinander getrennt.

11.4.8. Zusammenfassende Interpretation der sedimentären und tektonischen Vorgänge und Vergleiche mit der Walsertal-Zone und der Zone von Samaden

Arosa-Zone:

Flysch-Serien:

Die Flysch-Serien der Arosa-Zone wurden zwischen der oberen Unterkreide (Aptian-Albian) und dem Turonian abgelagert und sind heute als individuelle Flysch-Formationen erhalten oder in tektonischen Melanges aufgearbeitet (siehe unten). Da diese Flysch-Serien eng mit den südpenninischen Elementen assoziiert sind, kann angenommen werden, dass sie am südpenninischen Kontinentalabhang und im südpenninischen Tiefsee-Becken abgelagert wurden. Die Flysch-Serien der Walsertal-Zone zeigen in ihrer Schwermineral-Zusammensetzung und in ihrem Erhaltungszustand gegenüber denjenigen der Arosa-Zone deutliche Unterschiede. (WINKLER, 1988) nimmt an, dass diese Flysche in Vorlandbecken auf dem distalen Kontinentalrand gebildet wurden.

Tektonische-Melanges:

Die spät-eoalpinen Bewegungen manifestieren sich im Bereich der Arosa-Zone durch die Bildung von verschiedenen **tektonischen Melanges**, welche aus Flyschen und Elementen des südpenninischen wie auch des unterostalpinen Faziesraumes aufgebaut sind (vgl Kapitel 6 und 7). Dabei wurden wahrscheinlich Teile der obduzierten Ophiolithe mit Komponenten des unterostalpinen Grundgebirges und mit Sedimenten aus beiden Faziesräumen, sowie mit den Flyschen vermischt und zu komplexen tektonischen Körpern deformiert (**Tektonische Melanges vom Typ A, B und C**). Die in der Arosa-Zone stellenweise beobachtete Verkehrtlage von Ophiolithsequenzen (teils zusammen mit ozeanischen Sedimenten) könnte ein Hinweis auf das Umbiegen und Mitreissen von Ophiolithlinsen über der abtauchenden Ozeanplatte liefern (WINKLER, 1988). Diese tektonischen Melanges enthalten keine Elemente, die jünger sind als Turonian (Verspala-Flysch, Schwerzi-Flysch). Es kann daher angenommen werden, dass die Melangebildung in der Arosa-Zone vorwiegend im Coniacian stattgefunden hat. Die Ausnahme bilden diejenigen tektonischen Melanges, welche mittelpenninische Elemente enthalten.

Walsertal-Zone:

In der Walsertal-Zone sind die Verhältnisse etwas anders. Schon die prämittelkretazische Entwicklung zeigt deutliche Unterschiede: **Ophiolithe**, sowie die

in der Arosa-Zone weit verbreitete **Palombini-Formation** und **Lavagna-Schiefer-Formation** sind in der Walsertal-Zone selten, oder fehlen vollständig. Dafür sind **Couches Rouges** weitverbreitet, vor allem dort, wo die Walsertal-Zone mit der Allgäu-Decke verbunden ist (WINKLER, 1988). Auch im Bezug auf die tektonischen Melanges sind in diesen beiden Einheiten grössere Unterschiede auszumachen: Während in der Arosa-Zone polygene südpenninisch-unterostalpine (**Typ C**) und monogene südpenninische tektonische Melanges (**Typ A**) dominieren, findet WINKLER (1988) in der Walsertal-Zone zwei ältere Typen von tektonischen Melanges:

- Einen **Typ 1**, welcher durch die tektonische Vermischung von vorwiegend ostalpinen mit südpenninischen Elementen charakterisiert ist, keine Flysche enthält und einem früh- bis mittelkretazischen tektonischen Ereignis zugeordnet wird.
- Einem **Typ 2**, in welchem ostalpine Elemente mit Couches Rouges- ähnlichen Mergelkalken des Cenomans und gleichaltrigen terrigenen Sedimenten tektonisch vermischt sind. Nach WINKLER (1988) fand die Bildung dieses tektonischen Melanges während einer früh- oberkretazischen tektonischen Phase statt.

WINKLER (1987) nimmt an, dass die Walsertal-Zone durch eine tektonische Verschuppung von Flyschen aus Vorlandbecken des distalen Kontinentalrandes mit Serien des Ostalpins gebildet wurde.

Zone von Samaden:

Die unterostalpine Schichtreihe der Zone von Samaden ist in erster Linie durch die mächtigen jurassischen Synrift-Breccien (Padella-, Bardella-, Saluver-Serie) charakterisiert. Die pelagischen Sedimente des oberen Jura und der untersten Kreide werden analog zum Südpenninikum durch Radiolarite und Calpionellen-Kalke gebildet. Palombini-Kalke (hier **Emmat-Schiefer**; FINGER, 1978) und Lavagna-Schiefer sind seltener als in der Arosa-Zone, dafür bilden **Couches Rouges** den Hauptanteil der Sedimente der oberen Unterkreide und der unteren Oberkreide (bis unteres Turonian; BLUM, 1985). Die Flyschsedimentation setzt in der Zone von Samaden später ein als in der Arosa-Zone und in der Walsertal-Zone. Ab dem **Turonian** bilden Chromit-haltige, von sedimentären Komponenten dominierte Flysch-Serien (**God-Drosa-Flysch**, **Murtiröl-Flysch**) diese synorogenen Ablagerungen.

Tektonische Melanges, wie sie in der Arosa-Zone häufig sind, konnten in der Zone von Samaden nicht beobachtet werden.

Tertiäre Orogenese:

Die Periode zwischen dem Auftreten der jüngsten Zeugen der eoalpinen Kreidetektonik (jüngster Flysch in der Arosa-Zone ist der Verspala-Flysch; Bildung der tektonischen Melanges fand v.a. im **Coniacian** statt; jüngste Element der Arosa-Zone im Unterengadiner Fenster stammen aus der **obersten Kreide?**) und der mesoalpinen Orogenese zwischen dem späten Eozän und dem frühen Oligozän (TRÜMPY, 1975) ist in den Einheiten aus dem Bereich des ehemaligen südpenninisch-unterostalpinen Kontinentalrandes nirgends dokumentiert.

Der tektonische Stil in der Arosa-Zone ist vorwiegend durch die Überschiebung der ostalpinen Decken auf die nord- und mittelpenninischen Einheiten geprägt. Die schon in der Kreide zwischen den beiden mächtigen Kontinentalblöcken stark ausgequetschte Mischzone wurde weiter zerschert. Die **tektonischen Melanges vom Typ D und E** an der Basis der Einheit enthalten mittelpenninische Elemente und sind während dieser tertiären Phase entstanden.

Es muss angenommen werden, dass damit auch die ursprünglich kretazischen Strukturen im Tertiär nochmals überprägt worden sind. Diese Tatsache führt bei der Rekonstruktion der post-eoalpinen Verhältnisse zu grossen Schwierigkeiten und es wird unumgänglich sein, die Arosa-Zone mit modernen tektonischen und strukturgeologischen Methoden im Hinblick auf diese Problematik neu zu bearbeiten.

Literaturverzeichnis:

- ABBATE, E. BORTOLOTTI, V. & SAGRI, M. (1981): An approach to olistostrome interpretation. In: RICCI LUCCHI, F. (Ed.): Excursion guidebook with contributions on sedimentology of some Italian basins. 2nd European Regional Meeting, Bologna.- Int. Assoc. Sedimentol.
- ALLEMANN, F. (1957): Geologie des Fürstentum Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. - Diss., Univ. Bern, 244 p.
- ALLEMANN, F., BLASER, R. & NÄNNY, P. (1951): Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. *Eclogae geol. Helv.* 44, 159-168.
- AMPFERER, O. (1913): Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. - *Z. österr. Alp. Ver.* 44, 1-25.
- (1933): Beiträge zur Geologie des Rätikons. - *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 83.
- (1937): Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons. - *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 87, 275-310.
- ARBENZ, K. (1926): Über das Alter der Saluverkonglomerate und die Juratransgression in den ostalpinen Einheiten Graubündens. - *Vjschr. natf. Ges. Zürich, Beibl.* 10, 17-25.
- ARGAND, E. (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. - *Eclogae geol. Helv.* 14,
- (1924): La tectonique de l'Asie. - *Proc. Int. Geol. Congr. XIII*, 171 p.
- BALLY, A.W. (1984): Structural styles and the evolution of sedimentary basins. - Short Course, Fossil Fuels of Europe Conference and Exhibition, Houston, Texas.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of of Tethyan radiolarites. - *Eclogae geol. Helv.* 77, 729-837.
- BENEO, E. (1951): Sull'identità tettonica esistente fra la Sicilia e il Rif. - *Boll. Serv. geol. Ital.* 72, 7-16.
- BERNOULLI, D. (1972): North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: A comparison. In: HOLLISTER, C.D. & EWING, J. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 11, 801-871, Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office.
- (1981): Ancient continental margins of the Tethyan ocean. In: *Geology of Passive Continental Margins: History, structure and sedimentological record.* - Amer. Assoc. Petroleum Geol., Education Course Note Series 19.
- (1984): The early history of the Atlantic-Tethyan system. - *Annales Geophysicae* 2/2, 133-136.
- BERNOULLI, D. & WEISSERT, H. (1985): Sedimentary fabrics in Alpine Ophiolites, South Penninic Arosa-Zone, Switzerland. - *Geology* 13, 755-758.
- BERTLE, H. (1972): Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. - *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Oesterr.* 22, 1-59.
- BICHSEL, M. & HÄRING, M.O. (1981): Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (Northern Italy). - *Eclogae geol. Helv.* 74, 383-420.
- BIJU-DUVAL, B., DER COURT, J. & Le PICHON, X. (1977): From the Tethyan ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (Ed.): *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean*

- Basins, Split (Yugoslavia), 25-29 Oct. 1976. - Editions Technip, Paris, 143-164.
- BLASER, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 2. Teil (nördliches Gebiet). - Histor. Verein Fürstentum Liechtenstein, Vaduz, 228 p.
- BLÄUER, C. (1983): Geologie der Umgebung des Weissorns bei Arosa. - Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern.
- BLUM, P. (1985): Geologie des Piz Murtiröl bei S-Chanf (Unterengadin). - Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- BLUMENTHAL, M. (1934): West-Rätikon: Die Falknis-Scesaplana-Gruppe. Exkursion 82, Geol. Führer der Schweiz, 961-969.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J.C., & KRUMMENACHER, D. (1974): K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. - Contr. Mineral. Petrol. 47, 7-26.
- BOLES, J.R. (1982): Active albitization of Gulf Coast Tertiary: Amer. J. of Science, 282, 165-180.
- BOLES, J.R. & FRANKS, S.G. (1979): Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: implication of Smectite diagenesis and sandstone cementation. - J. sediment. Petrol. 49/1, 55-70.
- BONHOMME, M.G., SALIOT, P. & PINAULT, Y. (1980): Interpretation of potassium-argon isotopic data related to metamorphic events in South-Western Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 60, 81-98.
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. Lief. 49 (2) 106 p.
- BROOKFIEL, M.E (1974): The emplacement of giant ophiolite nappes, 1. Mesozoic and Cenozoic examples. - Tectonophysics, 37, 247-303
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). - Eclogae geol. Helv. 71, 255-266.
- CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 49/1.
- (1923): Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. - Eclogae geol. Helv. 17, 493-499.
- (1929): Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet. - Verh. schweiz. natf. Ges. XL/1, 62-77.
- (1934): Parpan-Arosa, zentrales Plessurgebirge. Exkursion Nr. 85, Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XIII, 985-991.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W. & BRAUCHLI, R. (1919): Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. - Festschrift Alb. Heim, Vjschr. natf. Ges. Zürich, 359-417.
- CARON, C. (1972): La Nappe supérieure des Préalpes: Subdivision et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. Eclogae geol. Helv. 65, 57-73.
- CARON, C., HESSE, R., KERCKHOVE, C, HOMEWOOD, P., VAN STUIJVENBERG, J., TASSÉ, N. & WINKLER, W. (1981): Comparaison préliminaire des flysches à Helminthoides sur trois

- transversales des Alpes. - *Eclogae geol. Helv.*, 74, 369-378.
- CARON, M., DÖSSEGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizer Nationalpark, Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 159-169.
- CHANNEL, J.E.T. & HORVATH, F. (1976): The African/Adriatic promontory as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region.- *Tectonophysics* 35, 71-101.
- CHAYES, F. (1956): Petrographic modal analysis. An elementary statistical appraisal. - John Wiley & Sons, New York, 113 p.
- CLOOS, M. (1982): Flow melanges: Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the - Franciscan subduction complex, California.- *Bull. Geol. Soc. Amer.* 93, 330-345.
- CORNELIUS, H.P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe . 1. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). - *Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F.* 70. 321 p.
- CORTESOGNO, L., GALBIATI, B. & PRINCIPI, G. (1981): Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di breccie serpentinitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica. - *Ophioliti*, 6. 47-76.
- COWAN, D.S. & SILLING, R.M. (1978): A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. - *J. Geophys. Res.* 83/B11, 5389-5396.
- DECANDIA, F.A. & ELTER P. (1972): la zona ofiolitifera del Bracco nel settore compresa fra Levanto e la Val Grevegla (Appennino Ligure). - *Mem. Soc. geol. Ital.* 11, 503-530.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., Le PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological evolution of the Tethyan belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. - *Tectonophysics* 123, 241-315.
- DEUTSCH, A. (1983): Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.* 76, 295-308.
- DE WEVER, P. & CABY, R. (1981): Datation de la base des schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordian supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (St, Véran, France)- *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 292, (2), 467-472.
- DEWEY, J.F., PITMAN, W.C., RYAN, W.B.F. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 84, 3137- 3180.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. - *J. of Sediment. Petrol.* 40/2, 695-707.
- (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites. - D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 408p.

- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 63/12, 2164-2183.
- DICKINSON, W.R. & VALLONI, R. (1980): Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. - *Geology*, 8, 82-86.
- DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. - *J. sediment. Petrol.* 36, 491-505.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. - Herbert Lang & Cie AG, Bern, 179 p.
- (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. - *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 631-671.
- (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. - *Geotekt. Forsch.* 50, 1-84.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). *Geotekt. Forsch.* 50, 85-109.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung, Teil 2. - *Eclog. geol. Helv.* 75/2, 303-330.
- EBERLI, G.P. (1987): Carbonate turbidite sequences in rift basins of the Jurassic Tethys ocean (eastern Alps, Switzerland). - *Sedimentology*, 34, 363-388.
- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. & WEIDMANN, M. (1966): Sur la prolongation du domain ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. - *Arch. Sci. Genève*, 19, 279-376.
- ERNST, W.G. (1971): Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. - *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 43-59.
- FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. - *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Oesterr.* 25, 81-110.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - *Geol. Rdsch.* 68/1, 93-120.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre Jurassischen Brekzien. - *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.* 224, 140 p.
- FINGER, W., MERCOLLI, I., KÜNDIG, R., STÄUBLI, A., DE CAPITANI, C., NIEVERGELT, P., PETERS, T. & TROMMSDORFF, V. (1982): Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. und der Schweiz. Mineral. und Petrogr. Ges. ins Oberengadin vom 21. - 24. September 1981. - *Eclog. geol. Helv.* 75/1, 199-222.
- FITCH, T.J. (1972): Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the Western Pacific. - *Jour. Geophys. Res.* 77, 4432-4460.
- FLORES, G. (1955): Discussion. In: BENEIO, E.: Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie. - *Proc. 4th World Petroleum Congr. I, A/2*, 121-122.

- (1959): Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. - Proc. 5th World Petroleum Congr. I, 259-275.
- FLÜCK, W. (1973): Die Flysche der praealpinen Decken im Simmental und Saanenland. - Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F. 146.
- FOLK, R.L. (1980): Petrology of Sedimentary Rocks. - Hemphill, Austin (Texas).
- FRISCH, W. (1978): A plate tectonic model of the Eastern Alps. In: CLOOS, H. et al (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, 167-172.
- (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - Tectonophysics 60, 121-139.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Stauroolith-Zone). - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 137.
- (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. - Sedimentology 15, 261-279.
- FÜCHTBAUER, H. (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. - Geol. Rdsch. 56, 266-300.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. - Schweizerbart, Stuttgart.
- FURRER, H. (Ed.) (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, Guide Book. - Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 248.
- GAUPP, R.H. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. - Diss., Techn. Univ. München, 282 p.
- GAZZI, P. (1963): Ordine di apparizione dei minerali pesanti nella formazione di Monghidoro e nelle serie di Loiano (Appennino Bolognese). Mineral. petrogr. Acta, 9, 79-95.
- GEES, R. (1954) Geologie von Klosters. - Ungekürzte Diss. Univ. Bern
- GEYSSANT, J. (1980): Corrélations périadriatiques le long des Alpes orientales: rapports entre domaines austro-alpin et sud-alpin et tectogenèse crétacée. - Bull. Soc. géol. France (7), 22/1, 31-42.
- GRAHAM, S.A., INGERSOLL, R.V. & DICKINSON, W.R. (1976): Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Quachita Mountains and Black Warrior Basin. - J. sediment. Petrol. 46, 620-642.
- GREEN, G. (1982): Geology and petrography of the Arosa Zone at the Hörnli area. - Unpubl. Diplomarbeit Univ. Zürich, 124 p.
- GREENLY, E. (1919): The geology of Anglesey, Great Britain. - Mem. Geol. Surv., 980 p.
- GRUNAU, H. (1947): Die Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. - Diss. Univ. Bern, 109p.
- GRUNER, U. (1980): Die Jura-Breccien der Falknis-Decke und die paläogeographischen Beziehungen zu altersäquivalenten Breccien im Bündner Querschnitt. - Diss. Univ. Bern, 329 p.
- (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 154, 136 p.

- GÜMBEL, C.W. (1894): *Geologie von Bayern II.* - Cassel.
- GÜRLER, B. (1982): *Geologie des Val Tasna und Umgebung.* - Diss. Univ. Basel, 189 p.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien).* - Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 54/1.
- HAGN, H. (1982): *Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee).* - Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. (München) 22, 117-135.
- HALDIMANN, P. (1975): *Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (Graubünden).* - *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 301-310.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS, R. (1982): *A geological time scale.* - Cambridge University Press, Cambridge, 131p.
- HEIM, ARN. (1924): *Submarine Denudation und chemische Sedimente.* - *Geol. Rdsch.* 15/1.
- HELMHOLD, K.P. (1985): *Provenance of feldspathic sandstones.* In: ZUFFA, G.G. (Ed.). *Provenance of arenites.* - D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 408 p.
- HELMHOLD, K.P. & VAN DE KAMP, P.C. (1984): *Diagenetic mineralogy and controls on albitization and laumontite formation in Paleogen arkoses, Santa Ynez Mountains, California.* In: MC DONALD, D.A. & SURDAM, R.C. (Eds.), *Clastic Diagenesis: Am. Assoc. Petroleum Geol. Memoir 37,* 239-276.
- HESSE, R. (1972): *Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des Bayrischen Flysches: Unterkreide.* - *Geologica bavar.* 66, 148-222.
- (1973): *Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen.* *Geologica et Paleontologica. S.B. 2,* 90 p.
- HESSE, R. & BUTT, A. (1976): *Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level.* - *J. Geol.* 84, 505-533.
- HOEK, H. (1903): *Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa.* - *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* XII, 215-270.
- (1906): *Das zentrale Plessurgebirge.* - *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* XVI, 367-448.
- HORVATH, F. & CHANNELL, J.E.T. (1977): *Further evidence relevant to the African/Adriatic promontory as a paleogeographic premise for Alpine orogeny.* In: BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (Eds.): *Internat Symp. on the Structural History of the Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia), 25-29 Oct. 1976.* Edition Technip, Paris.
- HSÜ, K.J. (1968): *Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox.* - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 79, 1063-1074.
- (1974): *Melanges and their distinction from Olistostromes.* - In: DOTT, R.H., Jr. & SHAVER, R.H. (Ed.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation.* - *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 19, 321-333.
- (1976): *Preliminary report and geologic guide to Franciscan melange of the Morro Bay- San*

- Simeon area, California. - Spec. Publ. Calif. Div. Mines Geol. 35, 46p.
- INGERSOLL, R.V. & SUCZEK, C.A. (1979): Petrology and provenance of neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP Sites 211 and 218. - J. sediment. Petrol. 49/4, 1217-1228.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D. & SARES S.W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. - Jour. Sed Petrol., 54, 103-116.
- JACOBESHAGEN, V. & OTTE, O. (1968): Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpin). - Geologica et Palaeontologica 2, 97-107.
- KOCKEL, C.W. (1923): Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges. - Mitt. Geol. Ges. Wien 15, 63-168.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis-Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. - Geol. Rdsch. 73, 223-257.
- KOSSOVSKAIA, A.G. & SHUTOV, V.D. (1958): Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions. - Eclogae geol. Helv. 51/3, 656-666.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieur du métamorphisme. - Coll Neuchâtel 1966: Etages tectoniques, 105.
- KUENEN, P.H. & MIGLIORINI, C.I. (1950): Turbidity currents of high density. - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 2, 14-33.
- LAUBSCHER, H.P. (1969): Mountain building. - Tectonophysics 7, 551-563.
- (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. - Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt. 5/3, 565-596.
- (1983): Detachment, shear, and compression in the central Alps. - Mem. Geol. Soc. Amer. 191-221.
- LAUBSCHER, H.P. & BERNOULLI, D. (1977): Mediterranean and Tethys. In: NAIRN, A.E.M., KANES, W.H. & STEHLI, F.G. (Eds.): The Ocean Basins and margins, Vol. 4A. Plenum Publ. Corp.
- LEMOINE, M., MARTHALER, M., CARON, M., SARTORI, M., AMAUDRIC du CHAFFAUT, S., DUMONT, T., ESCHER, A., MASSON, H., POLINO, R. & TRICART, P. (1984): Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. - C.R. Acad. Sci. Paris 299/11, Sér. II, 727-732.
- LEUPOLD, W. (1922): Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. - Jb. Phil. Fak. II, Bern.
- LIPPARD, S.J. (1983): Cretaceous high pressure metamorphism in NE Oman and its relationship to subduction and ophiolite nappe emplacement. - J. Geol. Soc. London 140, 97-104.
- LORENZ, Th. (1901): Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. Teil II: Südliches Raetikon. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XII, 1-62.

- LUGEON, M. (1901): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. - Bull. Soc. Geol. France, 4e Sér., t.I.723-825.
- MATTAUER, M., FAURE, M. & MALAVIEILLE, J. (1982): Transverse lineation and large scale structures related to Alpine obduction in Corsica. - J. Struct. Geol., 3-4, 401-409.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., VAN STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland (Excursion no V). In: Geology of Switzerland, a guide book, part B, Wepf, Basel, New York, 261-293.
- MILLER, Ch. (1974): On the metamorphism of the eclogites and high-grade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern Window, Austria. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 54, 371-384.
- MÜLLER, K. (1973): Das "Randcanoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. - Geol. Rdsch. 62/1, 54-96.
- MUTTI, E. (1979): Turbidites et cones sous-marins profonds. In: HOMEWOOD, P. (Ed.), Sedimentation detritique (fluviale, littorale et marine). - Inst. de Géologie, Université de Fribourg, Suisse, 353-419.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. - Mem. Soc. geol. ital. 11, 161-199.
- (1975): Turbidite facies and facies associations. In: MUTTI, E., PAREA, G.C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G. & IACCARINO, S.: Field Trip A 11: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Apennines. - IX Int. Congr. Sedimentol., Nice, 21-37.
- NÄNNY, P. (1948): zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rätikon und Plessur. - Diss Univ. Zürich.
- NATLAND, M.L. & KUENEN, P.H. (1951): Sedimentary history of the Ventura basin, California and the action of turbidity currents. - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 2, 76-107.
- NOLD, M. (1972): Geologie des Grevaselvasgebietes am Julierpass. - unpubl. Dipl. Arbeit, ETH Zürich, 118 p.
- NORMAN II M.B. (1974): Improved techniques for selective staining of feldspar and other minerals using Amaranth. - J. Res. U.S. geol. Surv. 2/1, 73-79.
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Blue amphiboles in metamorphosed Mesozoic mafic rocks from the Central Alps. - Mem. Geol. Soc. Amer. 164, 239-247.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 106, 1-88.
- (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 111, 115-145.
- (1978): Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. - Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 2, 43-53.
- (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflisch des Rätikons. - Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 126/1, 71-93.

- ODIN, G.S. (1982): Numerical Dating in Stratigraphy, Part II. - John Wiley & Sons, Chichester.
- PAVLIS, T.L. & BRUHN, R.L. (1983): Deep-seated flow as a mechanism for the uplift of broad forearc ridges and its role in the exposure of high P/T metamorphic terranes. - *Tectonics* 2, 473-497.
- PETERS, T. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpsersperitins bei Davos. - *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 43, 529-686.
- PHILLIPP, R. (1982): Die Alkali amphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 62, 437-455.
- PITTMAN, W.C. & TALWANI, M. (1972): Sea-floor spreading in the North Atlantic. - *Bull. Geol. Soc. Amer.* 83, 619-646.
- RAYMOND, L.A. (1975): Tectonite and melange-A distinction. - *Geology* 3, 7-9.
- (1984): Classification of Melanges. In: RAYMOND, L.A. (Ed.), *Melanges: Their nature, origin and significance*. - GSA, Special Paper 198, 7-20
- RICHTER, D. (1956): Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Grossen Walsertales (Vorarlberg). - *J. Geol. Paläont. Abh.* 103/3, 341-374.
- (1957): Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 105/3, 285-372.
- ROEDER, D. (1976): Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. - *Zeitschr. dt. geol. Ges.*, 127, 87-103.
- RÖSLI, F. (1927): Zur Geologie der Murtiröl-Gruppe bei Zuoz (Engadin). - *Jb. Phil. Fak. II Univ. Bern* 7, 140-156.
- (1944): Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. - *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 355-383.
- (1946): Sedimentäre Zone von Samaden (Kt. Graubünden). - *Eclogae geol. Helv.* 38/2 (1945) 329-336.
- ROTHPLETZ, A. (1905): Geologische Alpenforschung. II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. - Lindauersche Buchhandlung, München.
- SARWAR, G. & DE JONG, K.A. (1984): Composition and origin of the Kanar Melange, southern Pakistan. In: RAYMOND, L.A. (Ed.), *Melanges: Their nature, origin and significance*. - GSA Special Paper 198, 127-137.
- SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.-C., ZONENSHAIN, L.P., Le PICHON X. & ROULET, M.-J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. - *Tectonophysics* 123, 1-35.
- SCHAETTI, H. (1951): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. 1. Teil: Östliches Gebiet. - Selbstverlag hist. Ver. Fürst. Liechtenstein.
- SCHARDT, H. (1898): Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrand der Schweizeralpen. - *Eclogae geol. Helv.* 5
- SCHMID, F. (1966): Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kanton Graubünden). - *Diss. Univ. Zürich*.

- SCHÜPBACH, M.A. (1973): Comparison of slope basinal sediments of a margin cratonic basin (Pedregosa Basin, New Mexico) and a marginal geosynclinal basin (southern bord of Piemontais Geosyncline, Bernina Nappe, Switzerland). - Ph. D. Rice Univ., Houston, Texas.
- SCHWEIZER-BRÜGGEMANN, M. (1986): Die Illit-Kristallinität der pelagischen Sedimente des Südpenninikums und des Unterostalpins in Graubünden. - unpubl. Diplomarbeit, Univ. Basel.
- SCHWIZER, B. (1984): Die Tristel-Formation. Vergleichende Untersuchungen in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg und Bayern. Diss. Univ. Bern, 185 p.
- SEIDLITZ, W. von (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XVI, 232-367.
- (1912): Sind die Quetschzonen des westlichen Rätikons exotisch oder ostalpin? - Zentralbl. f. Min. etc., p. 492-500 u. p. 534-542.
- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 60, 55-356.
- (1924): Bau der Alpen. - Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F.52.
- (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, I. Teil. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 82, 1-140.
- STEINMANN, G. (1897): Geologische Beobachtungen in den Alpen, Teil I. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. X/2, 245.
- (1905): Die geologische Bedeutung der Tiefsee-Absätze und der ophiolithischen Massengesteine. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 44-65.
- (1906): Geologische Beobachtungen in den Alpen, Teil II. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. XV, 18-67.
- (1925): Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?. - Geol. Rdsch. 16, 435-468.
- STOECKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Err-Gruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden). - Diss. Univ. Zürich.
- STRATTEGGER, K. (1986): Multivariante statistische Auswertung von Schwermineraldaten der alpinen Gosau und Bezüge zur plattentektonischen Entwicklung der Ostalpen während der Oberkreide. - Geol. Rdsch. 75/2, 341-352.
- STRECKEISEN, A. (1948): Der Gabbrozug Klosters-Davos-Arosa. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28.
- STRECKEISEN, A., GRAUERT, B. & PETERS, T. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralog. und Petrogr. Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalpserpentin. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 46, 703-722
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden). - Diss. Univ. Zürich.
- (1962): Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. - Eclogae geol. Helv. 55/1, 77-134.
- STUDER, B. (1836): Die Gebirgsmassen von Davos in Graubünden. - Verh. d. Schweizer. natf. Ges. u. Neue Denkschriften I.

- SUESS, E. (1905): Über das Inntal bei Nauders. - Sitz. ber. Akad. Wiss. Wien, Bd. CXIV.
- (1909): Tektonisches Gut aus dem Schlussband des "Antlitz der Erde". - Mitt. Geol. Ges. Wien.
- THEOBALD, G. (1857): Geognostische Beobachtungen. 1. Piz Minschun im Unterengadin. 2. Das Weisshorn von Arosa. - Jahresber. natf. Ges. Graub. N.F. II.
- (1864): Geologische Beschreibungen der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. - Beitr. Geol. Karte Schweiz 2.
- THÖNI, M. (1982): Der Einfluss der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. - Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Oesterr. 28, 17-34.
- (1983): The thermal climax of the early alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. - Mem. Sci. Geol. 36, 211-238.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau - Lenzerheide - Oberhalbstein. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 144.
- TOLLMANN, A. (1960): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen aufgrund fazieller und tektonischer Untersuchungen. - Geol. Rdsch. 50, 506-516.
- (1963): Ostalpensynthese. - Deuticke Verlag, Wien, 256 p.
 - (1965): Die Fortsetzung des Brianconnais in den Ostalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien 57/2, 469-478.
 - (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. - Mitt. Geol. Ges. Wien 62, 78-170.
 - (1980): Grosstektonische Ergebnisse aus den Ostalpen in Sinne der Plattentektonik. - Mitt. österr. geol. Ges. 71/72, 37-44.
- TRAUTH, F. (1934): Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. - Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 71, 92-99.
- TROMSDORFF, V. & DIETRICH, V. (1980): Alpine metamorphism in a cross-section between the Rhine and the Valtellina valleys (Switzerland and Italy). Excursion No. 7. - In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland - a guidebook, part B: Geological Excursions (317-324). - Wepf, Basel, New York.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. XLVI.
- TRÜMPY, R. (1969): Aperçu général sur la géologie des Grisons. C.R. Soc. géol France, 330-364.
- (1973): The timing of orogenic events in the central Alps. In: DE JONG, K.A. & SCHOLTEN, R. (Ed.): Gravity and Tectonics. - John Wiley & Sons, New York, 229-251.
 - (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. - Amer. J. Sci. 275A, 209-238.
 - (1983): Alpine Paleogeography: a Reappraisal. In:
- TURNER, F.J. (1981): Metamorphic petrology: Mineralogical, field and tectonic aspects. - McGraw-Hill, New York, 524 p.
- VAN DER PLAS, L. (1962): Preliminary note on the granulometric analysis of sedimentary rocks. - Sedimentology 1. 145-157.

- VANOSI, M. (1965): Studio sedimentologico del Flysch ad Elmintoidi della Valle Argentina (Liguria settentrionale). - *Atti Ist. geol. Univ. Pavia*, 16, 36-71.
- VON RAD, U. (1972): Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. - *Geologica bavar.* 66, 92-147.
- WALKER, T.R. (1984): Diagenetic albitization of potassium feldspar in arkosic sandstones: *Jour. Sed. Petrology*, 47, 3-31.
- WEIDICH, K.F. (1984): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Paläoökologie der Foraminiferengesamtfaua der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman - Untercampan) der Bayerischen Alpen. - *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N.F.* 162, 151p.
- WEISSERT, H. (1974): Die Geologie der Casanna bei Klosters. - unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- (1975): Zur Geologie der Casanna bei Klosters. - *Eclogae geol. Helv.* 68/1, 222-229.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. - *Geol. Rdsch.* 74/3, 665-679.
- WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. et al. (1986): Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. - *Tectonophysics*, 123, 37-82.
- WICHT, J.M. (1984): Le flysch de la nappe de la Simme dans les Préalpes romandes. - *Thèse Univ. Fribourg*. 155 p.
- WILDI, W. (1985): Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic and ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines). - *Giornale di Geol., ser. 3a*, 47/1-2, 77-99, Bologna.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. & GILBERT, C.M. (1954): An introduction to the study of rocks in Thin Sections. - *Freeman, San Francisco*.
- WINKLER, H.G.F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. - *Springer Verl., Berlin*.
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren Flysches (Zentralschweiz). - *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 158, 105 p.
- (1984): Paleocurrents and petrography of the Gurnigel-Schlieren flysch: a basin analysis. - *Sediment. Geol.* 40, 169-189.
- (1988): Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications.- *Jb. Geol. Bundesanst.* 131, 341-389.
- WINKLER, W., WILDI, W., VAN STUIVENBERG, J. & CARON, C. (1985): Wägital-flysch et autres flysches penniques en Suisse Centrale: Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. - *Eclogae geol. Helv.* 78, 1-22.
- WINKLER, W. & BERNOULLI, D. (1986): Detrital high-pressure/low- temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics. - *Geology* 14, 598-601.
- WOLETZ, G. (1963): Charakteristische Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. - *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 106,

89-120.

- ZUFFA, G.G. (1980): Hybrid arenites: their composition and classification. - *J. sediment. Petrol.* 50/1, 21-29.
- ZUFFA, G.G., GAUDIO, W. & ROVITO, S. (1980): Detrital mode evolution of the rifted continental margin Longobucco sequence (Jurassic), Calabrian arc, Italy. - *J. sediment. Petrol.* 50/1, 51-61.
- ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens. - *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 41.

Geologische Karten:

- ARBENZ, P. (1922): Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25'000, Spez.-Karte Nr. 94C, Lenzerhorn. - Schweiz. Geol. Kommission.
- CADISCH, J. (1922): Geologische Karte von Mittelbünden 1:25'000, Spez.-Karte Nr. 94A: Arosa. - Schweiz. Geol. Kommission.
- CADISCH, J. & LEUPOLD, W. (1929): Geologische Karte von Mittelbünden 1:25'000, Spez.-Karte Nr. 94B: Davos. - Schweiz. Geol. Kommission.
- CORNELIUS, H.P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, Ost- und Westblatt, 1:25'000, Spez.-Karte Nr. 115A und 115B. - Schweiz. Geol. Kommission.
- HÄFNER, W. (1926): Geologische Karte des südöstlichen Rätikon, 1: 25'000, Spez.-Karte 111. - Schweiz. Geol. Kommission.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon 1:25'000. - Geol. Bundesanstalt, Wien.

Anhang

Teil A: Beschreibung der Profile

Geographische Verbreitung und Anordnung der Profile:

In der ganzen Arosa-Zone wurden ca. 30 repräsentative Profile aufgenommen, mit der Absicht, die verschiedenen Flysch-Serien und turbiditischen Sandsteine möglichst vollständig zu erfassen, ihre regionale Verbreitung abzuklären und ihre Beziehungen zu anderen Lithologien der Arosa-Zone zu beschreiben.

Verschiedene, der zwischen dem Lünersee und Tiefencastel aufgeschlossenen Profile, wurden schon in älteren Arbeiten beschrieben. Wir beschränkten uns auf die Aufnahme jener Profile, in welchen Flysche oder turbiditische Sandsteine erhalten sind (vgl. Fig. A1). Die wichtigsten Aufschlüsse von klastischen Sedimenten, welche isoliert vorkommen, werden im Teil B des Anhangs besprochen.

Im zentralen Teil der Arosa-Zone in Mittelbünden (Arosa, Davos), wo laterale Fazieswechsel auf kleinstem Raum sehr häufig sind, wurden in einzelnen Lokalitäten ganze Serien von Profilen bearbeitet (z.B. Weissfluh-Region). Die Profile werden nach ihrer geographischen Position von N nach S fortlaufend nummeriert und beschrieben.

Angaben zu den in den Profilen vorhandenen Lithologien (vgl. Fig. A2) und Faziesassoziationen finden sich in den Kapiteln 6 und 7 des Hauptteils dieser Arbeit. Im Kapitel 9 sind die hier gemachten Beschreibungen in vereinfachten synthetischen Profilen dargestellt.

P.1. Verajöchle

Am Verajöchle und an dessen Westflanke gegen den Lünersee ist zwischen die Malmkalke der Sulzfluh-Decke im Liegenden (S) und den Muschelkalk, sowie die Raibler-Schichten des Oberostalpins im Hangenden (N) eine max 600m breite, stark tektonisierte Melange-Zone eingeschlossen.

P.1.1. Bisherige Arbeiten

Das bekannte Profil am Verajöchle wurde schon von mehreren Autoren beschrieben. SEIDLITZ (1906) sah das Verajöchle (Nerrajöchli) als Streifen der Breccien- und sog. Rätischen Decke, welche hier zwischen die Klippen-Decke (Sulzfluh-Decke) und die ostalpine Decke eingekellt ist. AMPFERER (1933) unterschied im Profil des Verajöchles zwei verschieden aufgebaute und unterschiedlich alte Abschnitte. Er nimmt an, dass sowohl der Verrucano- wie auch der Rauhacken-Block, die im



Fig. A1: Lokalitäten der Profile und der wichtigsten individuellen Aufschlüsse in der Arosa-Zone

Legende:

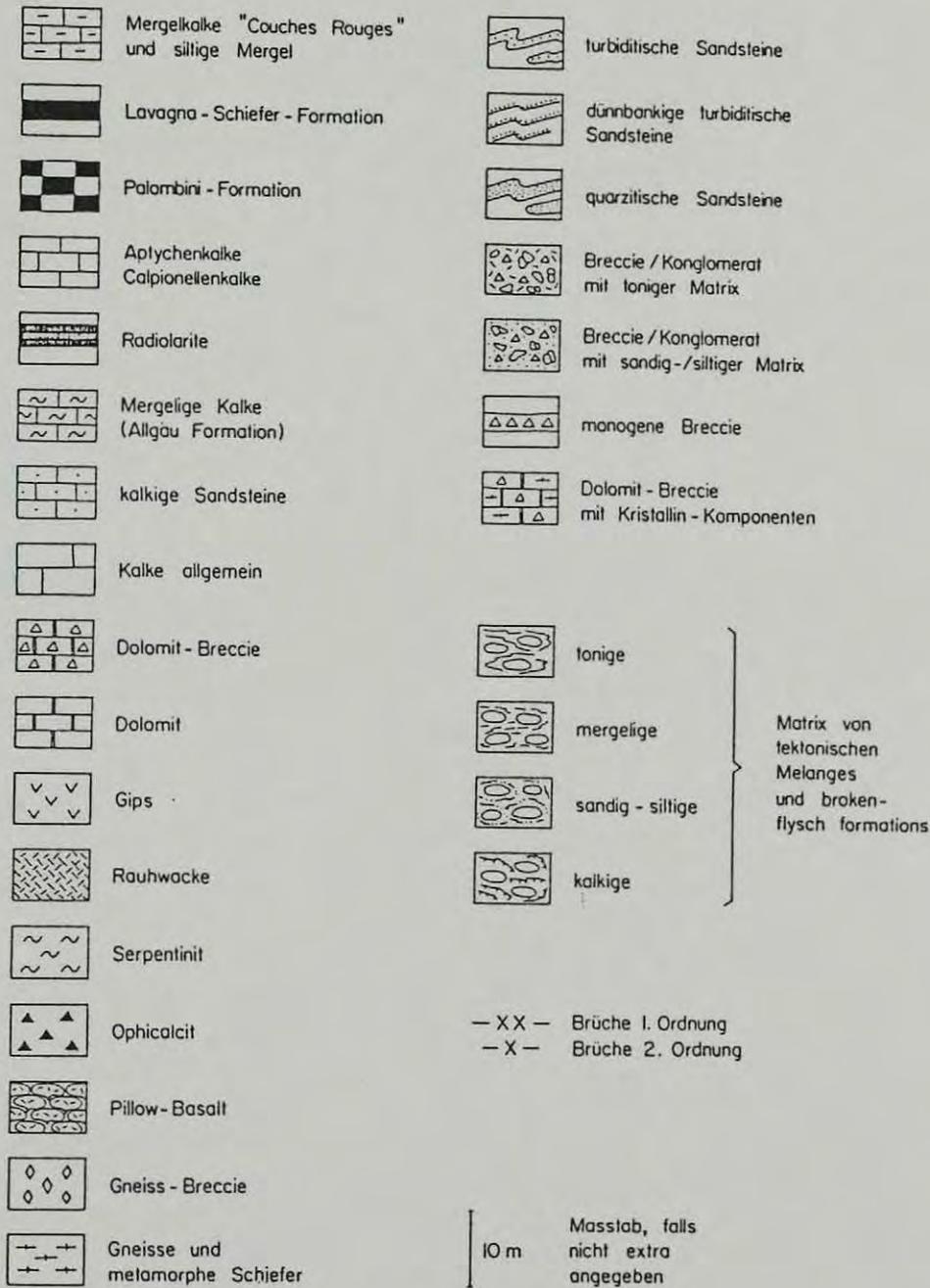


Fig. A2: Legende zu den lithologischen Profilen

Nordteil des Joches anstehen, von Osten her auf die verfalteten und verkeilten jüngeren Elemente überschoben wurden.

In seiner Arbeit von 1940 vermutete AMPFERER, dass die Elemente der Arosa-Zone während des Tertiärs von O her auf die Raibler Schichten überschoben wurden, nachdem vorher der Hauptdolomit weitgehend erodiert worden war.

RICHTER (1957) hingegen glaubte, dass die Gesteine der Arosa-Zone, wie sie am Verajöchle anstehen, durch "Einpressen von unten her" in die Gipse und Rauhwancken hineingestossen wurden.

P.1.2. Profilbeschreibung Koord: (777.400/212.600-777.450/212.950)

Das Verajoch-Profil ist dadurch charakterisiert, dass viele verschiedene Lithologien in stark tektonisiertem Zustand in meist kleinen, isolierten Aufschlüssen erhalten sind. Die Ansichtsskizze (Fig. A 3) zeigt die wichtigsten Aufschlüsse und lässt die komplizierten

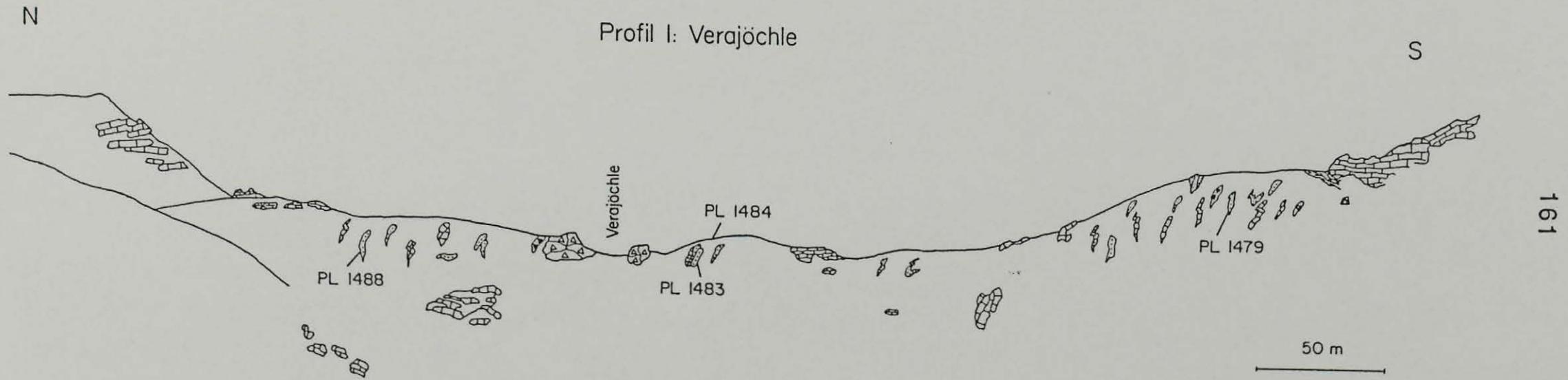


Fig. A3: Profil 1 (Verajöchle)

Verhältnisse erkennen. Das gesamte Profil zeigt eine Misch-Zone, die sich in zwei Typen von **tektonischen Melanges (Typ E im N-Teil, Typ D im Südteil)** gliedern lässt. Folgende lithologischen Elemente sind enthalten:

Mittelpenninische (ev. nordpenninische) Elemente:

Neben Blöcken von Sulzfluh-Kalken findet man im Südteil des Profils vor allem Couches-Rouges-Mergelschiefer des Eozäns (HEISSEL et al, 1965). Kalkige Sandsteine (PL 1479) und graue, plattige Sandsteine (PL 1483) mit Dolomitkomponenten enthalten Foraminiferen der Oberkreide (vgl. Kapitel 5) und stammen aus der **Falknis-Decke** oder möglicherweise aus der Eggberg-Serie des **Prättigau-Flysches**, beziehungsweise aus der Fanola-Serie des **Rhenodanubischen Flysches**. Letztere sind beide mit Maastrichtian datiert.

Südpenninische Elemente:

Das auffallendste südpenninische Schichtglied sind die Ophiolithe, welche vor allem am Westhang des Verajöchles anstehen. Meist handelt es sich um Serpentinlinsen, selten sind kleine Opicalcitblöcke eingeschaltet. Daneben sind vor allem im N-Teil des Gratprofils Palombini-artige Kalke aufgeschlossen. Flyschsandsteine sind nur als kleine Linsen erhalten. Mit Sicherheit kann nur **Hörnli-Flysch** (PL1488) nachgewiesen werden.

Ostalpine Elemente:

Vor allem im nördlichen Abschnitt der W-Flanke des Verajöchles, zwischen dem Rossberg und dem Fuss der Kirchlispitzen sind verschiedene, langgezogene Linsen aus Lithologien erhalten (Buntsandstein, Muschelkalk, Arlbergkalke, Raibler-Schichten sowie Radiolarite), welche dem ostalpinen Faziesraum angehören. Vereinzelt sind auch in diesem Abschnitt kleine Opicalcitblöcke eingeschaltet (vgl. HEISSEL et al, 1965). Alle diese Lithologien stecken in einer Matrix von schwarzen, stark zerscherten, kalkfreien Tonschiefern.

Die Dolomitbreccien (PL 1484), welche in grossen Blöcken am Joch selbst anstehen sind mit den Breccien der **Weissfluh-Serie 2** zu vergleichen, zumal sie mit Sandsteinen assoziiert sind, welche nach ihren petrographischen Daten mit diesen übereinstimmen.

P.1.3. Zusammenfassung und Interpretation

Die Vermischung verschiedener Lithologien auf kleinstem Raum, wie sie am Verjöchle zu beobachten ist, ist charakteristisch für die stark reduzierte Arosa-Zone im Rätikon.

Trotz der Einschaltung von Elementen der mittel- und eventuell sogar nordpenninischen Einheiten an der Basis und dem vermehrten Auftreten von ostalpinen Lithologien in der Nähe der Überschiebung der ostalpinen Decken können

keine Grenzen zwischen den einzelnen Abschnitten gezogen werden. Auffällig ist neben dem Vorhandensein von **Hörnli-Flysch**, welcher in diesem Profil als einziger Flysch gefunden wurde, auch das Auftreten von Ophiolith-Linsen als eindeutig ozeanische Elemente. Die Einschaltungen von Synrift-Sandsteinen und Breccien, die mit der **Weissfluh-Serie** verwandt sind, können auch in anderen Profilen des Rätikons, wenn auch nur in geringer Mächtigkeit beobachtet werden.

P.2. Öfenkopf-Zerneuerjöchle

P.2.1. Bisherige Arbeiten

Die geologischen Verhältnisse aus der Umgebung des Öfenpasses zwischen dem N-Grat der Drusenfluh und dem Öfenkopf wurden von SEIDLITZ (1906) erstmals ausführlich beschrieben. Er unterschied eine sich wiederholende Abfolge aus Elementen der Breccien- und der Rätischen-Decke. Er beobachtete am Öfenpass neben sogenannten Lias-Breccien eine grobe Breccie, die er mit den Kalkschieferbreccien (Mandelschiefern) der Rätischen Decke verglich. RICHTER (1957) erwähnte aus dem Gebiet des Öfenpasses "konglomeratische Mergel des Cenomans" mit verschiedenen Komponenten (Kalken, Sandkalken, Aptychenkalken). Westlich des Öfenpasses steht nach seinen Beschreibungen ein Konglomerat an, welches er mit der Weissfluh-Breccie und mit einem Konglomerat an der Blasenka vergleicht und ins Cenoman stellt.

REITHOFER et al (1964) und HEISSEL et al (1965) bezeichnen sämtliche, zwischen dem Öfenkopf und dem Zerneuerjöchle anstehenden Lithologien etwas undifferenziert als "Saluver-ähnliche Schiefer und Sandsteine".

P.2.2. Profilbeschreibung Koord: (779.850/212.550-779.025/212.250)

Das Profil (Fig. A4) reicht vom Fuss der Flanke westlich des Öfenkopfes bis zum Grat gegen das Kreuzjoch nordöstlich des Zerneuerjöchles:

1. Der steile Westgrat unterhalb des Öfenkopfs sowie der obere Teil des Grates gegen den Öfenpass werden durch ein **tektonisches Melange vom Typ C1** gebildet, welches vorwiegend aus Palombini-artigen Kalken und verschiedenen Sandsteinen in grauen, kalkigen, teilweise leicht sandigen Schiefen besteht. Bei den Sandsteinen handelt es sich um **Verspala-Flysch** (PL 1470) und um **Hörnli-Flysch** (PL 1476). Diese Sandsteine treten einerseits als grosse Blöcke und andererseits in Form von stark verfalteten Linsen auf.
2. Die Gipfelpartie des Öfenkopfes wird zur Hauptsache durch einen ca. 20m mächtigen Konglomeratblock gebildet, der folgende Komponenten enthält:

Profil 2: Öfenkopf - Zerneuerjöchle

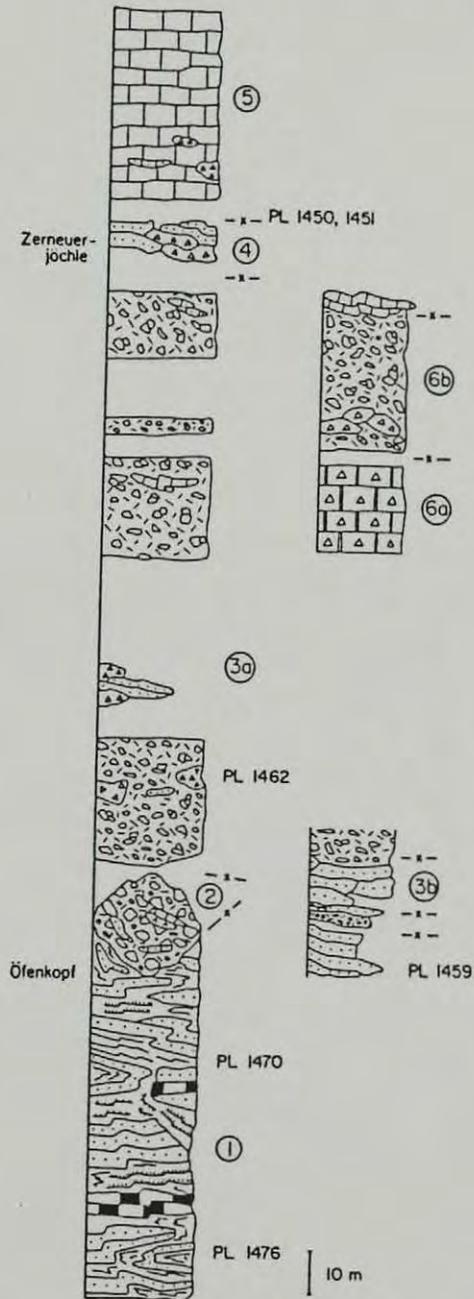


Fig A4: Profil 2 (Oefenkopf- Zerneuerjöchle)

- dunkle, mikritische Kalke
- grüne Quarzite
- grün anwitternde, dolomitreiche Sandsteine
- graue, kalkige, plattige Sandsteine

Die meist gut gerundeten Komponenten haben im Mittel einen Durchmesser von 2-5cm. Vereinzelt erreichen jedoch bis zu 20cm.

3. Am Grat vom Öfenpass gegen das Zerneuerjöchle findet man verschiedene isolierte Aufschlüsse eines sedimentären Konglomerates (pebbly mudstone).

Dieser pebbly mudstone wurde von RICHTER (1957) als Geröllmergel bezeichnet und enthält in einer rötlichbraunen, mergeligen Matrix folgende Komponenten:

- Calpionellenkalke
- Calpionellenkalk-Breccie (ähnlich Tonschieferbreccie)
- polygene Kalkbreccie
- dunkelbraun bis weinrot anwitternde, graue, harte, glimmerreiche Sandsteine der **Weissfluh-Serie 2** (PL 1462).
- quarzitisches Sandsteine (PL 1458).

Diese quarzitisches Sandsteine enthalten 25% Chromit, können jedoch mit keiner der Hauptpopulationen korreliert werden. Die Grösse der Komponenten liegt meist zwischen 1 und 4cm, einzelne Calpionellenkalklinsen können bis zu 50cm mächtig sein. Sedimentäre Strukturen konnten in dieser als Typ A₂ (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972) zu klassifizierenden Ablagerung keine beobachtet werden. RICHTER (1957) beschrieb aus diesem pebbly mudstone Mergelgerölle, welche *Rotalipora apenninica* und *R. stephanica*, sowie *Spiroplectinata aff. jaeckeli* des **Cenomans** enthalten.

- 3a. Am Grat vom Öfenkopf gegen den Kessikopf kann der pebbly mudstone auf der Ost-Seite bis zum Sattel auf 2350m verfolgt werden. Charakteristisch sind Einschaltungen von Calpionellenkalk-Komponenten. Im Sattel grenzt der pebbly mudstone an stark verfaltete, steil N-fallende Aptychenkalke.
- 3b. Auf der S-Flanke des Grates Öfenköpf-Zerneuerjöchle ist ab ca. 2270m ein Keil von bräunlich anwitternden, dolomithaltigen, massigen Sandsteinen aufgeschlossen. Sowohl nach makroskopischen Kriterien, wie auch anhand der Dünnschliffuntersuchungen handelt es sich bei diesen Sandsteinen um **Hörnli-Flysch** (PL 1459), der hier mit bis zu 20m seine maximale Mächtigkeit im Rätikon erreicht.

In den Hörnli-Flysch ist der pebbly mudstone von 3a eingekeilt und enthält hier viele Aptychenkalk-Blöcke. Der pebbly mudstone kann in weiteren nicht zusammenhängenden Aufschlüssen bis wenige m westlich des Zerneuerjöchles verfolgt werden. Im unteren Teil sind stellenweise Linsen von stark verwitterten, grauen bis leicht rötlichen, kalkfreien Schiefen eingeschaltet.

4. Unmittelbar östlich des Zerneuerjöchles ist am N-Grat eine hell- bis mittelgraue Breccie aufgeschlossen, die vorwiegend braune Sandkalkkomponenten enthält. Mit dieser Breccie sind fein- bis mittelkörnige, glimmerreiche Sandsteine assoziiert, welche frei von Chromit und reich an metamorphen Komponenten sind. (PL 1450, 1451). Diese Sandsteine lassen sich mit der **Tschirpen-Serie** korrelieren.

5. Beim Beginn der Krete gegen das Kreuzjoch werden die Breccien und Sandsteine durch stark verfaltete, steil N-fallende Aptychenkalke überlagert. Diese Kalke enthalten dünne Lagen von gelb anwitternden, dünnbankigen, mittelgroben, Dolomit-reichen Sandsteinen, sowie kleine Linsen einer Breccie, welche vollständig aus roten Sandkalken besteht.
6. In einer Runse am S-Hang unterhalb des Zerneuerjöchles konnten weitere interessante Aufschlüsse gefunden werden:

Von unten nach oben sind folgende Lithologien erhalten:

- a) Zwischen 2120 und 2135m steht eine monogene, intraformationelle Dolomitbreccie an, welche stark verwittert ist und stellenweise ein Rauhwacken-artiges Aussehen hat.
- b) Nach einer kleinen Aufschlusslücke folgt ab ca. 2140m eine polygene Kalkbreccie mit grauen, bräunlichen und rötlichen Kalkkomponenten, sowie einem Block eines Bivalvenkalkes. Diese Breccie ist in den pebbly mudstone, wie er am Gratprofil ansteht, eingeschlossen.

Gegen oben wird der pebbly mudstone auch in dieser Runse zur dominierenden Lithologie und kann bis auf ca. 2170m verfolgt werden, wo er von zwei grossen Aptychenkalkblöcken überlagert wird. Als Komponenten enthält der pebbly mudstone bis zu 20cm grosse Blöcke von gelblich anwitternden, mittel- bis dunkelgrauen Palombini-ähnlichen Kalken, graugelben Aptychenkalken, sowie grauen, Qz-reichen, plattigen Sandsteinen. Im allgemeinen kann gegen oben eine Zunahme der Komponentengrösse beobachtet werden, bevor im obersten Abschnitt wieder kleinere (2-5cm), meist gut gerundete Komponenten dominieren.

P.2.3. Zusammenfassung und Interpretation

Der pebbly mudstone am Öfenkopf ist der besterhaltene und mächtigste debris flow-Komplex im gesamten Kerngebiet der Arosa-Zone (vgl. Kapitel 7). Die Tatsache, dass dieser pebbly mudstone Komponenten von Calpionellenkalken und Chromit-haltigen Sandstein enthält und trotz der reduzierten Mächtigkeit der Arosa-Zone in diesem Querschnitt tektonisch wenig überprägt ist, deutet darauf hin, dass dieses Sediment in der Oberkreide, möglicherweise nach dem Cenomanian (RICHTER, 1957) abgelagert wurde.

Als Lithologien südpenninischer Affinität sind der Chromit-führende, nicht genau einzuordnende Sandstein (PL1458), die Linsen aus **Hörnli-** und **Verspala-Flysch**, sowie die Calpionellen-Kalke und die Palombini-ähnlichen Kalke vorhanden.

Die Dolomitbreccie, die polygene Kalkbreccie, die Aptychenkalke und der Sandstein,

der mit der **Tschirpen-Serie** vergleichbar ist, zeigen Ähnlichkeiten mit den in Mittelbünden weitverbreiteten unterostalpinen Serien. Das von RICHTER (1957) erwähnte Konglomerat westlich vom Öfenpass, welches dieser Autor mit der Weissfluhbreccie vergleicht, konnte nicht gefunden werden. Am ehesten trifft die Beschreibung von RICHTER auf die am Weg westlich des Öfenpasses anstehenden Breccienbänke zu, die zwischen rote und grüne Radiolarite eingeschlossen sind und mit stark tektonisierten, dunklen Hornsteinen, Quarziten, sowie grauen, von Calcit-Klüften intensiv durchschlagenen Sandkalken vergesellschaftet sind (vgl. Kapitel 4.5.).

P.3. Verspala

Das in dieser Region in einmaliger Mächtigkeit erhaltene Paket des Verspala-Flysches stellt unter den in der Arosa-Zone meist nur in reduzierter Mächtigkeit erhaltenen Flysch-Serien einen Sonderfall dar.

P.3.1. Bisherige Arbeiten

SEIDLITZ (1906) beschrieb über den Malmkalken der Sulzfluh-Decke einen Kreideflysch (Verspala-Flysch), den er in die Breccien-Decke eingliederte, welche im Querschnitt der Verspala sehr eng mit der Rätischen-Decke verknüpft sein soll. STAHEL (1926) korrelierte die Schiefer und Sandsteine aus dem Tilisuna Gebiet mit den Saluergesteinen der Zone von Samaden und stellt sie in die Kreide.

AMPFERER (1933) fiel die gute Erhaltung des Verspala-Flysches auf. Er vermutete, "dass dieser Flysch in einer tiefen Erosionsrinne zwischen Sulzfluh- und Falknis-Decke abgelagert und bei der späteren tektonischen Bewegung nur aufgerichtet, nicht aber durchbewegt und überfaltet wurde".

BURGER (1978) kartierte das Gebiet der Tilisuna und ordnete die verschiedenen Lithologien und Faziestypen neu. Er definierte einen Komplex wildflysch-artiger Kreideschiefer mit Olisthostromen aus Elementen der Nördlichen-Kalkalpen als **Alpbach-Schiefer**. Diese Alpbach-Schiefer gehen nach BURGER (1978) stratigraphisch in den cenomanen Verspala-Flysch über. Im weiteren unterscheidet er mit der sogenannten **Plasseggen-Schuppe** eine aus unterostalpinen Lithologien aufgebaute Untereinheit der Arosa-Zone.

Nach OBERHAUSER (1984) dauerte die Sedimentation des Verspala-Flysches bis ins Turonian, was er mit neuen Mikrofossil-Funden (*Globotruncana helvetica*) belegen konnte.

P.3.2. Profilbeschreibung Koord.: (784.175/210.900-784.700/211.700)

Das Profil (Fig. A5) verläuft auf dem Verspalagrät von der Grenze zwischen der Sulzfluh-Decke und der Arosa-Zone bis zur Schwarzen Scharte.

Die Grenze zwischen den Malmkalken der Sulzfluh-Decke und einem tektonischen Melange an der Basis der Arosa-Zone am Verspalagrät liegt wenige m nördlich des Weges, welcher zur Tilisunahütte führt.

1. Der unterste Abschnitt der Arosa-Zone wird durch ein **tektonisches Melange vom Typ E** gebildet. Dieses Melange enthält Blöcke und Linsen von folgenden Lithologien:

- Dolomite (Arlberg Dolomit?), Verrucano, Rauhucke und Sandsteine
- Sulzfluh-Kalke
- Ophicalcite, Palombini-Kalke und Sandsteine

Diese Lithologien bilden eine isoklinale Falte. Die Häufigkeit der Rauhucken-Linsen nimmt gegen N ziemlich rasch ab. Dafür stellt sich noch vor dem Weg eine Dominanz von Blöcken des **Verspala-Flysches** ein, welche auch nördlich des Weges anhält.

2. Allmählich schalten sich relativ grosse Blöcke einer polygenen Breccie ein, welche durch Gerölle von gelb anwitternden Dolomiten, Quarziten und Schmitzen aus ophiolithischem Material charakterisiert sind. Blöcke von mittelpenninischen Elementen sind keine mehr vorhanden.

3. Der Übergang in ein **tektonisches Melange vom Typ C** ist kontinuierlich. Obwohl die folgenden Abschnitte alle als Melange vom Typ C klassifiziert werden und oft nicht ganz klar voneinander abgetrennt werden können, scheint es sinnvoll, die einzelnen Elemente ausführlich zu beschreiben. Dies vor allem im Hinblick auf die Diskussion zur Verwendung des Begriffes "**Alpbach-Schiefer**" (vgl P.3.4., P.5.3.).

Südlich einer markanten Überschiebung folgt ein Abschnitt, der von schwarzen Peliten dominiert ist und Linsen von Sandsteinen sowie einer Breccie enthält, die von Lumachellenkalken und Sandsteinen aufgebaut wird.

Am Grät selbst stellt sich eine Dominanz von Verspala-Flysch ein, während an der Westflanke eine chaotisch tektonisierte Abfolge von Ophicalciten, grünen Radiolariten, Calpionellenkalken und Flyschsandsteinen beobachtet werden kann. Letztere können als Blöcke des **Schwerzi-Flysches** (PL 1201) bestimmt werden. Darunter zieht der Verspala-Flysch weiter gegen Norden (PL 1210).

4. An dieser Stelle schiebt sich ein isolierter Keil aus Blöcken von Ophicalcit, Serpentin und Hauptdolomit ein, welche in eine Matrix von Lavagna-ähnlichen Schiefen eingelagert sind.

Profil 3: Verspala

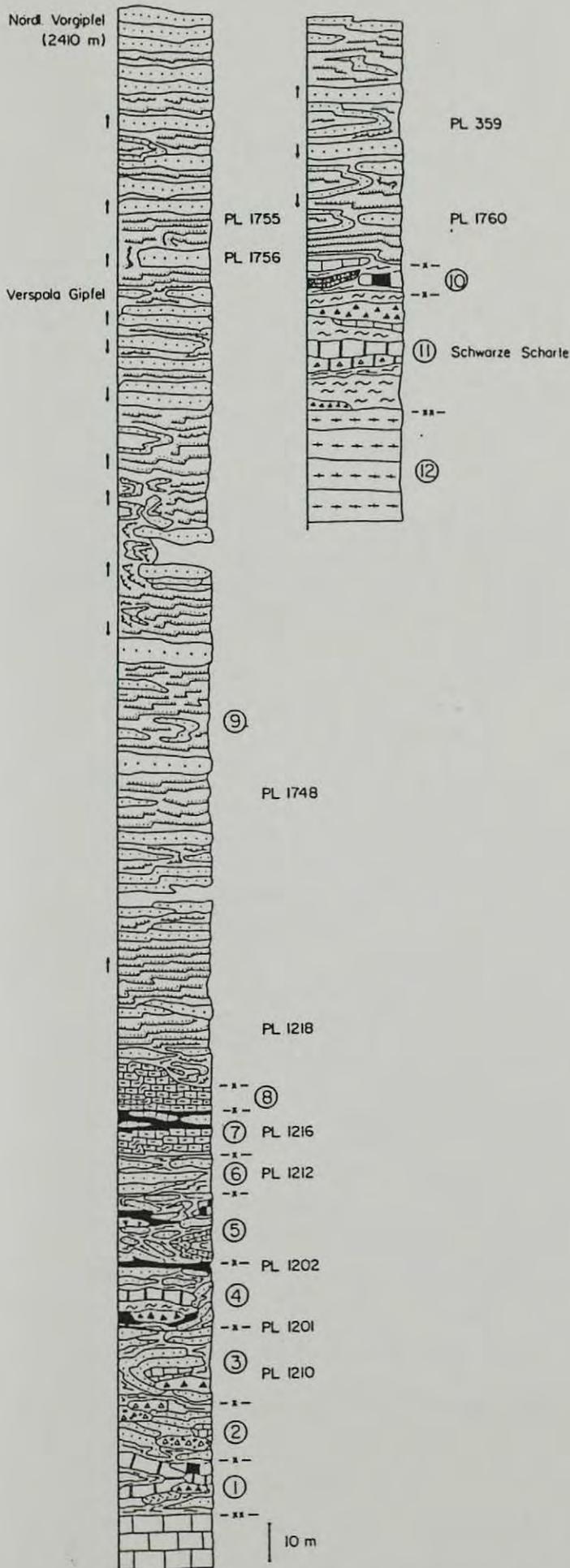


Fig. A5: Profil 3 (Verspala)

Darüber folgen weitere Lavagna-ähnliche Schiefer, die mit Linsen von Verspala-Flysch (PL 1202) zerschert sind.

5. Diese flach nach Norden einfallenden Schiefer werden von Mergel-Kalkschiefern überlagert, welche eine flache Synklinale bilden. Durch eine Ophicalcitlinse

abgetrennt stehen sie weiter nördlich am Grat leicht S-fallend wieder an. Hier enthalten sie Linsen von Palombini-Kalken und **Verspala-Flysch**.

6. Nach einer weiteren Überschiebung schliessen hellgraue, selten dunkelgraue Mergelkalkschiefer an, welche kleine Linsen und grosse Blöcke von **Verspala-Flysch** und eines feinkörnigen, Chromit- dominierten, L_{VH} -reichen Sandsteins (PL 1212) einschliessen. Letzterer ist ein Einzelvorkommen und kann in keine der Sandstein-Populationen integriert werden.
7. Darüber folgt eine dünne Zone von graugelb anwitternden, normalliegenden, turbiditischen Mergelkalkschiefern, die ihrerseits wieder von Lavagna-ähnlichen Schiefern mit dünnen Sandkalkbändchen und grossen Linsen von Verspala-Flysch überlagert werden.
8. Es folgt ein ca. 10m mächtiges Band von Mergelkalkschiefern, welches eine dünne Linse von Lavagna-Schiefern mit kleinen Blöcken von Verspala-Flysch einschliesst.

Ein steil N-fallender Bruch trennt dieses Band vom monogenen **Verspala-Flysch** ab, welcher von dieser Stelle bis kurz vor die Schwarze Scharte aufgeschlossen ist.

Der hier beschriebene, äusserst kompliziert aufgebaute Melange-Komplex am Südgrat der Verspala (Abschnitte 1-8) wurde von BURGER (1978) in Anlehnung an HALDIMANN (1975) unter dem Begriff **Alpbach-Schiefer** zusammengefasst.

9. Der **Verspala-Flysch** erreicht an der Verspala mit über 250m seine maximale Mächtigkeit.

Das generell mit 30-50° N-fallende und mehr oder weniger O-W-streichende Paket dieses für die Verhältnisse in der Arosa-Zone einmalig gut erhaltenen Flysches ist verfaltet (Fig. A6). Die Achsen der meist sehr engen, teilweise isoklinalen Falten sind meist nicht klar auszumachen. Die Polarität der zwischen 5cm und 1m mächtigen Sandsteinbänke wechselt meist auf kleinstem Raum. Bevorzugt treten normal gradierte Bänke auf (vgl. Profil 3).

Die dünn- bis mittelbankigen Turbidite sind vorwiegend in der D-Fazies (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972) mit einer klaren Dominanz von D_2 ausgebildet. Turbidite mit ausgeprägtem Kalkanteil zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit den Mergelkalkschiefern, welche in den Abschnitten 5-8 häufig vorkommen. Einzelne mittel- bis dickbankige Turbidite lassen sich als Fazies C_2 klassifizieren. In Turbiditenbänken mit grober Basis können selten diskordante Sandlagen (traction carpets) beobachtet werden (Fig. A7).

Zyklizitäten sind innerhalb des gesamten Gratprofils wegen der starken tektonischen Überprägung nicht auszumachen.



Fig. A6: Verspala-Flysch:
dünnbankige, teilweise stark verfaltete Flysch-Serie (Fazies C₂, D₁-D₂) mit sehr mächtigen, meist verkehrtliegenden Sandsteinen.
Verspala-Grat: Profil 3; Abschnitt 9



Fig. A7: Verspala-Flysch:
Basis einer Turbiditbank mit diskordanten Sandlagen (traction carpets) und ausgeprägter Konvolut-Schichtung darüber.
Verspala SE-Flanke, ca 2380m

Petrographisch ist die Hauptmasse des Verspala Flysches als **Verspala-Flysch 1** ausgebildet (PL 359, 1216, 1218, 1748, 1755). Am N-Grat und an der NO-Flanke der Verspala treten untergeordnet turbiditische Sandsteine des **Verspala-Flysches 2** auf (PL 620, 1754, 1756, 1760). Letztere sind reich an Chromiten und sedimentären Gesteinsbruchstücken, können jedoch makroskopisch nicht von der Hauptpopulation unterschieden werden.

Das höchste stratigraphische Niveau im Verspala-Flysch wird auf dem nördlichen Vorgipfel der Verspala (Punkt 2410m) erreicht. Dort ist ein Aufbiegen des hier extrem verfalteten Schichtstapels gegen N und damit ein Übergang in ein S-Fallen zu erkennen. Obwohl isoklinale Falten und damit verbundene Wechsel in der Polarität die Übersicht erschweren, scheint man in Richtung Schwarze-Scharte wieder in stratigraphisch tiefere Niveaus des Flysches zu gelangen. Da der Verspala-Flysch am Bilkengrat weit nach unten verfolgt werden kann, müssen interne Verschuppungen und/oder andere Komplikationen postuliert werden, welche zur Isolierung eines oberen Abschnittes führten. Dieser Teil wurde auf die Ophiolithe der Schwarzen Scharte überschoben, während die Hauptmasse des Verspala-Flysches unter den Schwarzhorn-Amphibolit taucht.

10. Am Abstieg zur Schwarzen Scharte schalten sich ab ca. 2380m Blöcke von Calpionellenkalken und Palombini-Kalken, roten kalkigen Schiefen und Radiolaritschiefern in die Abfolge des Verspala-Flysches ein.

11. Auf der Höhe der Schwarzen Scharte grenzt dieser Sandstein Kalk-Komplex an ein **tektonisches Melange vom Typ C**.

Dieses Melange besteht vorwiegend aus Ophiolithen (Serpentiniten, Ophicalciten, Ophicalcitbreccien) sowie Linsen und Blöcken einer Radiolarit-Dolomitbreccie (vgl Kapitel 4.5.), roten, rekristallisierten Kalken, roten Tonen und Schiefen, sowie grünen bioturbirten Schiefen. Am Bilkengrat weiter westlich beschrieb SEIDLITZ (1906) neben dem weiterhin dominierenden Verspala-Flysch kleine Linsen von Buntsandstein und grauen jurassischen Schiefen.

12. Auf der N-Seite der Schwarzen Scharte grenzt das tektonische Melange des Abschnitts 11 an einer steilen Überschiebung an die **Amphibolite des Schwarzorns**.

P.3.3. Andere Aufschlüsse von Verspala-Flysch aus dem Tilisuna Gebiet

a) An der Nordost-Flanke der Verspala konnte in einer Abrissnische im **Verspala-Flysch** (PL 1766) ein sedimentologisches Profil aufgenommen werden (vgl. Fig A8); Koord.: 784.675/211.475)

Die feinklastischen Turbiditfazien D₁-D₃ und selten C₁ und C₂ sind als azyklische

Abfolge ausgebildet. Die T_e -Intervalle wittern oft stark zurück.

Die verrutschte, pelitfreie Sandsteinsequenz an der Basis geht lateral allmählich in eine ca. 2m mächtige Serie von stellenweise amalgamierten Turbiditen (C_1 - C_3) über.

b) Am S-Hang des Montedonakopfes (Koord: 786.100/210.700) ist in einer Abrissnische ein weiteres kleines Profil im **Verspala-Flysch** (PL 1770) erhalten. Dieses Profil folgt über einer Serie von stark gescherten dunklen Kalken, welche mit Verspala-Flysch intensiv verfaultet sind. Vier bis fünf Zyklen aus D_1 und D_2 Turbiditen (Verspala-Flysch 1) bilden eine "thickening-upward-Sequenz".

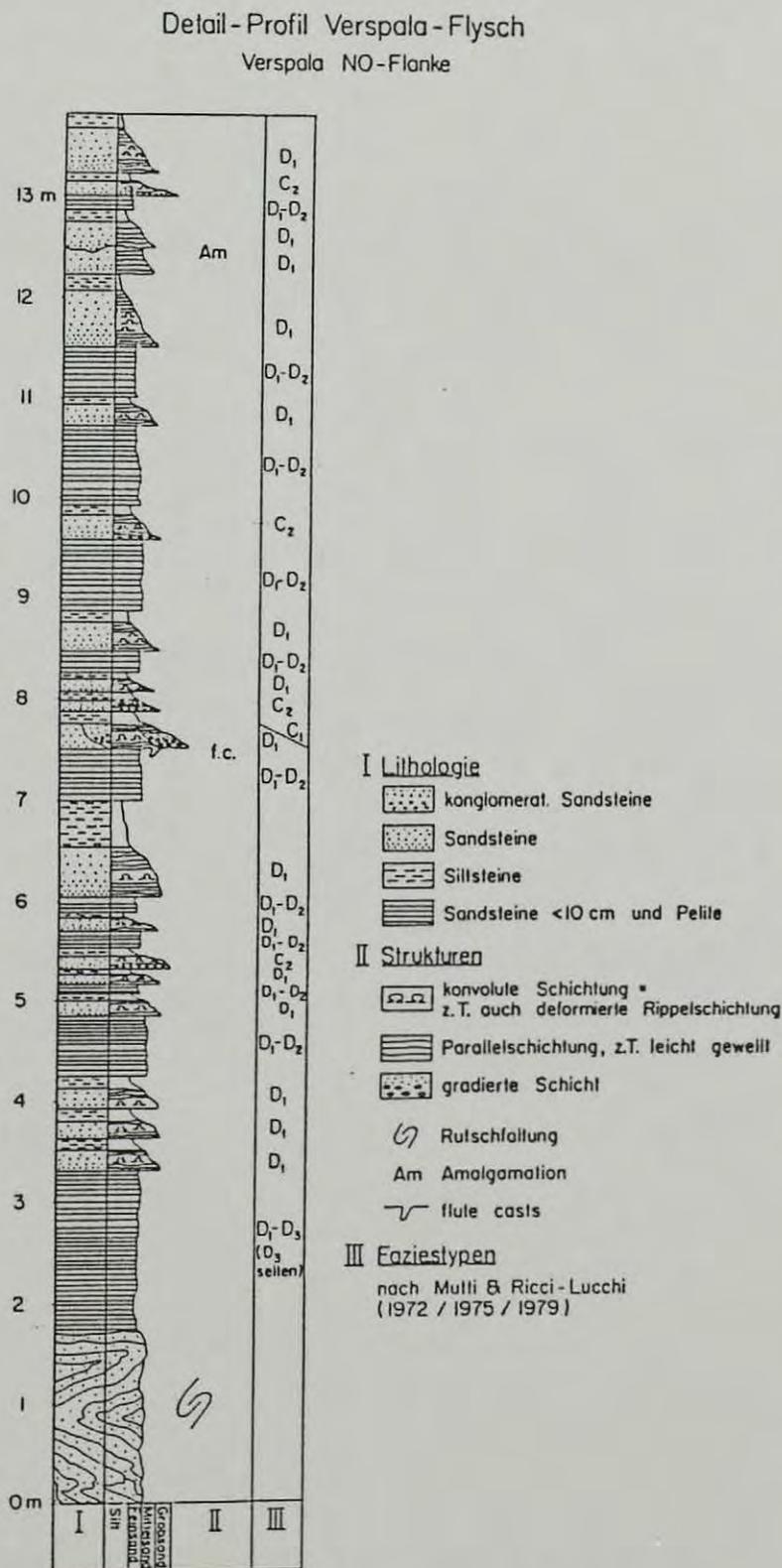


Fig. A8: Detail-Profil aus dem Verspala-Flysch
Abrissnische an der Verspala NE-Flanke.

P.3.4. Zusammenfassung und Interpretation

Das auffälligste Merkmal des Verspala Profils ist die Assoziation von äusserst komplexen tektonischen Melanges im Liegenden mit dem zwar verfalteten, sonst aber gut erhaltenen, monogenen Verspala-Flysch im Hangenden.

Die Melange-Zone kann in zwei Untereinheiten aufgeteilt werden, wobei das **Melange vom Typ E** nur in unmittelbarer Nähe der Sulzfluh-Decke erhalten ist (Abschnitte 1-3), während das **Melange vom Typ C1** den weitaus grössten Teil (Abschnitte 4-8) ausmacht.

Die grosse Mächtigkeit und die, verglichen mit den übrigen Lithologien der Arosa-Zone geringe interne Beanspruchung des Verspala-Flysches, lassen die Vermutung zu, dass dieser erst in einer relativ späten Phase der eoalpinen Orogenese aus einer vorher "geschützten Stellung" in seine jetzige Position gebracht und von den ostalpinen Einheiten überfahren wurde (vgl. Kapitel 11). Das Auftreten einer lokalen, Chromit-reichen und von sedimentären Komponenten dominierten Population: **Verspala-Flysch 2** weist auf Schüttungen aus einem an ophiolithischen Elementen besonders reichen Liefergebiet hin. Sämtliche an der Verspala gemessenen Strömungsrichtungen zeigen, dass der Verspala-Flysch von West nach Ost geschüttet wurde.

Der Begriff **Alpbach-Schiefer**, welcher von BURGER (1978) für die gesamte Abfolge der tektonischen Melanges an der Basis des Verspala-Flysches verwendet wurde, ist irreführend und wird abgelehnt. Gründe dafür werden nach der Besprechung der Profile Rätschenjoch und Chlei Alpbach (siehe P.4, P.5.) erläutert.

P.4. Rätschenjoch

Eines der umfangreichsten und im Bezug auf den Variantenreichtum von Flysch-Serien interessantesten Profile in der Arosa-Zone ist dasjenige am Rätschenjoch. Die Arosa-Zone ist hier zwischen der Sulzfluh-Decke im Liegenden und der Madrisa-Zone im Hangenden stark ausgedünnt und dementsprechend komplex aufgebaut.

P.4.1. Bisherige Arbeiten

In praktisch allen geologischen Arbeiten über das Rätikon wird das Rätschenjochprofil erwähnt:

SEIDLITZ (1906) beschrieb das Rätschenjoch als Quetschzone aus Elementen der sogenannten Rätischen- und der Breccien-Decke. Die Serie direkt unter der

Silvretta-Überschiebung (Madrisa-Zone) betrachtete er als Ausläufer der kalkalpinen Mittagspitz-Mulde.

CADISCH (1921) unterschied zwischen der Sulzfluh-Decke, der er einen grossen Teil im Westabschnitt des Jochprofils zuordnete und der Silvretta-Decke ein schmales Band mit Elementen der Aroser-Schuppenzone.

HÄFNER (1924) erkannte in diesem Profil zwei verschiedene Abschnitte innerhalb der Aroser Schuppenzone. Der östliche Abschnitt enthält Lithologien, welche die Zeitspanne zwischen dem Karbon und dem Lias umfassen und bildet den von SEIDLITZ (1906) als eigene Einheit abgetrennten Ausläufer der Mittagspitz-Mulde. HÄFNER gliederte diesen Abschnitt in die Arosa-Zone ein. Im westlichen Abschnitt beschrieb HÄFNER (1924) Kristallinblöcke, Elemente der Trias, der Unterkreide und Wildflysch-artige Sedimente als selbständige Einheit zwischen der Sulzfluh-Decke und der Aroser-Schuppenzone unter dem Namen **Viehcalanda-Schuppe**.

TRÜMPY & HACCARD (1969) gelang es, die von HÄFNER als verkehrtliegende Schuppe der Arosa-Zone bezeichnete Serie an der Basis der Silvretta Überschiebung als kalkalpines Element zu identifizieren. Nach TOLLMANN (1970) wird diese Schuppe als **Madrisa-Zone** bezeichnet.

HALDIMANN (1975) untersuchte das Madrisagebiet neu und gliederte die Arosa-Zone in diesem Abschnitt wie folgt. Den chaotischen Komplex, welcher einen beträchtlichen Teil des Rätschenjoch Profils bildet, seine Typlokalität jedoch im Alpbach oberhalb der Saaser-Alp hat, definierte er mit dem Begriff **Alpbach-Schiefer** (vgl, Kapitel 5.3.). Die von HÄFNER (1924) unter dem Begriff Viehcalanda Schuppe isolierten Gesteinspakete wurden von HALDIMANN als Olistolithe in den Alpbach-Schiefern interpretiert.

P.4.2. Profilbeschreibung Koord.: (783.875/200.800-784.700/200.825)

Das Rätschenjoch Profil (Fig. A9) wird in der vorliegenden Arbeit in 10 Abschnitte gegliedert (vgl Fig A10), welche durch markante fazielle Unterschiede und/oder Variationen in der lithologischen Zusammensetzung charakterisiert sind.

Das Profil beginnt beim kleinen Sattel SW Punkt 2625.

1. Sulzfluh-Kalke der Rätschenfluh bilden in diesem Profil die Unterlage der Arosa-Zone
2. Am Hang unmittelbar westlich des Sattels stehen mehrere Linsen von stark tektonisiertem **Verspala-Flysch 1** an, welche in schwarzen, pyrithaltigen Peliten stecken.
3. Die Krete gegen den Punkt 2625 wird durch ein **tektonisches Melange**

Profil 4: Rätschenjoch

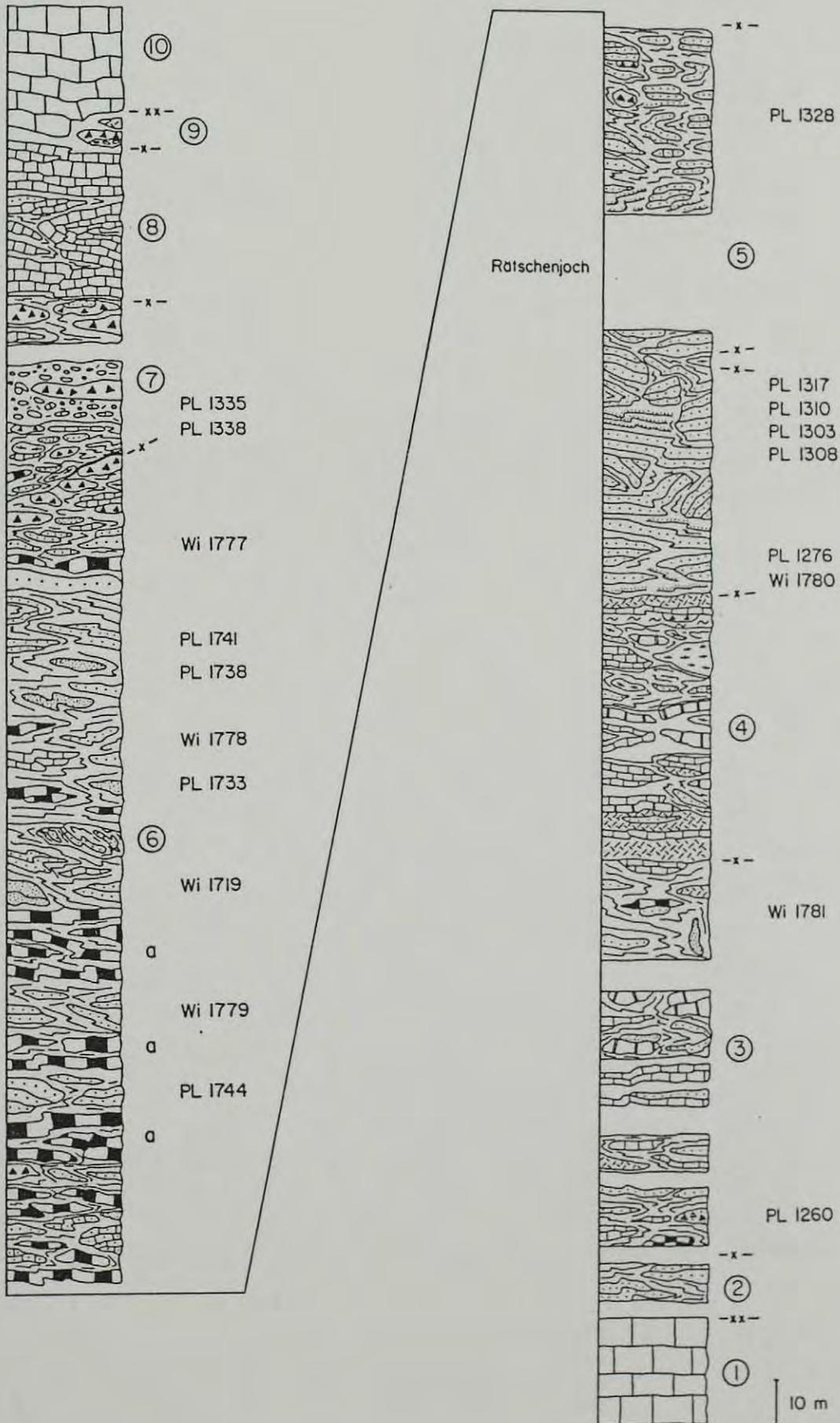
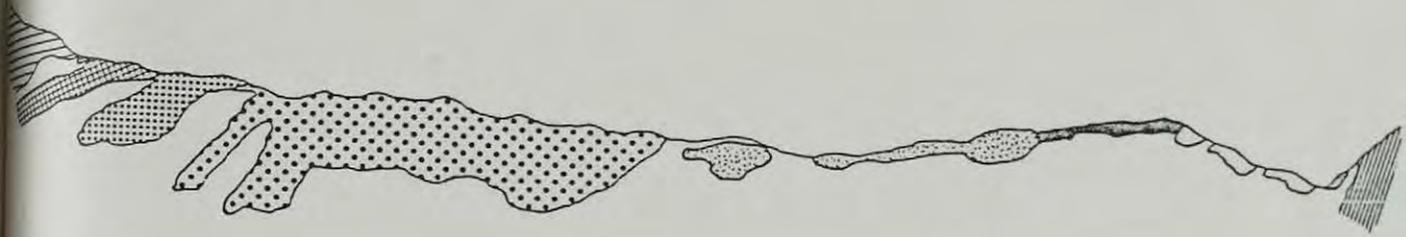


Fig. A9: Profil 4 (Rätschenjoch)

Rätschenjoch

W



Legende:

 Sulzfluh - Kalke	 Tekt. Melange Typ C ₁ mit Linsen von Pal.-Kalken
 Verspala Flysch	 Tekt. Melange Typ C ₁ mit "Mandelschiefern"
 Tekt. Melange Typ C ₁	 Calpionellen - Kalke
 Tekt. Melange Typ D	 Rauhwacke, Opicalcit etc.
 broken formations	 Arlberg - Kalke (Madrisa Zone)

Fig. A10: Ansichtsskizze des Rätschenjochs zur Darstellung der Ausdehnung der verschiedenen Profilabschnitte (vgl Fig. A8).

vom **Typ C** gebildet, welches im untersten Teil vor allem aus südpenninischen Elementen (Calpionellenkalke, Palombini-ähnliche Kalke, Sandkalke, **Verspala-Flysch 1** (PL 1260) und Opicalcitbreccien) besteht und von Rauhwackeneinspiessungen durchsetzt ist.

Ab 2590m schalten sich dunkle, von vielen Calcitklüften durchschlagene Kalke, Quarzite, brecciöse Dolomite und Sandsteine ein, welche in schwarzen, stark zerscherten Schiefen stecken. Der Grossteil dieser Lithologien kann dem Unterostalpin zugeordnet werden. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass auch Elemente der Sulzfluh-Decke eingeschuppt sind.

Knapp über 2600m setzt ein Abschnitt ein, der aus schwarzen phyllitischen Schiefen mit Blöcken von **Verspala-Flysch 1**, Linsen aus dunkelbraun anwitternden Sandsteinen (Chromit-frei, Qz dominiert, ähnlich **Tschirpen-Serie**; Wi 1781), sowie Palombini- und Calpionellenkalken besteht.

Am Grat genau westlich vom Punkt 2625 ist ein isolierter, ca. 3m mächtiger Aufschluss aus Feinbreccie im Liegenden und kalkigen Sandsteinen im Hangenden erhalten, welcher ebenfalls zu diesem Melange-Komplex gehört.

Unmittelbar westlich von Punkt 2625m ist wieder ein Zug von in situ stark verwitterter Rauhwacke aufgeschlossen, der die Grenze zum nächsten tektonischen Melange bildet.

4. Dieser Abschnitt besteht praktisch ausschliesslich aus Elementen der

Sulzfluh-Decke und wird deshalb als **tektonisches Melange vom Typ D** bezeichnet. Folgende Lithologien bauen dieses Melange auf:

Kristallin:	grünliches, teilweise rötliches, saures Kristallin, graue Gneise
Dolomite:	hellgrau anwitternde mittelgraue, dünngebankte Dolomite graubraun anwitternde, dunkelgraue Dolomite bräunlich anwitternde, dunkelgraue, leicht kalkige Dolomite
Kalke:	kieselige Kalke gelb anwitternde, graue, boudinierte Kalke hellgrau anwitternde, dunkelgraue, massige Kalke schwarz anwitternde, graue, mylonitisierte Kalke
Sandsteine:	grüne Quarzite grüne, feinlaminierte, kalkige Sandsteine

Als einziges sicher südpenninisches Element findet man einen geringmächtigen Serpentinzug mit Linsen von Ophicalcit.

Die Matrix dieses tektonischen Melanges wird durch dunkelbraune bis schwarze, stellenweise leicht kalkige Tonschiefer (sogenannte Alpbach-Schiefer, HALDIMANN, 1975) gebildet. Eine Rauhackenzone trennt das Melange vom östlich daran anschliessenden Sandsteinkomplex.

5. Der Grat bis zum Weg und der erste grosse Aufschluss am Nordgrat östlich des Jochs wird fast ausschliesslich durch Flysche gebildet, welche stark tektonisiert sind und nicht als individuelle Flysche klassifiziert werden können. Sie bilden eines der wenigen Beispiele von **broken formations** (Fig. A11) in der Arosa-Zone:

- Der S-Grat des markanten Hügels direkt an der Grenze zu Abschnitt 4 und praktisch der gesamte Anteil des Grates bis zum Wegweiser wird durch Sandsteine des Typs **Verspala-Flysch 1** gebildet (PL 1276, 1308, 1317, 1328, Wi 1780).
- Der N-Grat des markanten Hügels besteht aus **Hörnli-Flysch** (PL 1310). Stellenweise handelt es sich um sehr typische massige, graugrüne Sandsteine; teilweise findet man eine untypische, schiefrige, Sandstein-arme Fazies, welche ausschliesslich petrographisch dem Hörnli-Flysch entspricht, nach der Lithologie jedoch dem Verspala-Flysch gleicht.
- Im O-Teil des markanten Hügels zwischen den Abschnitten a) und b) sind schwarze leicht kalkige Schiefer aufgeschlossen, welche Linsen von **Verspala-Flysch 1**, **quarzitischem Sandstein** (Chromit frei, PL 1303), kalkigem Sandstein und grauem kieseligem Kalk enthalten.
- Am O-Ende des markanten Hügels ist auf der N-Seite ein Keil von **Verspala-Flysch 1** eingeschlossen (Fig. A 12), welcher sich in seinem tektonischen Stil von den broken

formations unterscheidet und eher als stark verfaltete monogene Flyschsequenz angesprochen werden muss. In diesem Abschnitt reicht die Kontinuität der einzelnen Sandsteinbänke teilweise über mehrere Meter.

Auch der erste Aufschluss östlich des Rätchenjochs, welcher vor allem am N-Hang gut erhalten ist, besteht aus **Verspala-Flysch 1**. Bis zu 1m mächtige Bänke von vollständigen Turbiditen (Fazies C₁) sind teilweise chaotisch verfaltete. Daneben fallen geringmächtige (<10cm) Sandsteinlagen auf, welche in stark zerscherte sandige Schiefer eingelagert sind. Sehr untergeordnet sind Blöcke von **Hörnli-Flysch** eingeschuppt.

Als einziges fremdes Element innerhalb dieser ausschliesslich aus südpenninischen Flyschen aufgebauten Serie ist ca 30 m westlich des Rätchenjochs eine kleine Linse von saurem **Kristallin** eingeschaltet.

6. Diese äusserst komplex aufgebaute Zone besteht zur Hauptsache aus einem **tektonischen Melange** vom **Typ C1**. Stellenweise sind dünne, monogene Schuppen von Palombini-Kalke eingeschaltet (Abschnitt 6a auf Fig. A9).

Das Profil (Fig. A 10) zeigt im wesentlichen die Aufschlüsse am Grat selbst. Die Verhältnisse am schwer zugänglichen N-Hang können bisweilen stark abweichen.

Im Gegensatz zu den Abschnitten 2 bis 4 dominieren hier südpenninische Elemente und die exotischen Blöcke stammen aus dem unterostalpinen Faziesraum:

- Südpenninikum:
- Ophicalcite
 - Calpionellen-Kalke
 - Palombini-Kalke
 - **Chloritoid-Flysch** (Wi 1778) einziger Flysch in der Arosa-Zone, der Chloritoid enthält (vgl. Kap. 11).
 - **Verspala-Flysch**
 - **Hörnli-Flysch** (PL 1741, Wi 1719, 1777, 1779)
- Unterostalpin:
- grüne Sandsteine (L_{sed}-dominiert) **Weissfluh-Serie 2** (PL 1733, 1738)
 - rötlich anwitternde, graue quarzitisches Sandsteine (L_{vh}-dominiert, Chromit-frei) **Weissfluh-Serie 1** (PL 1744)
 - Dolomit (Hauptdolomit)

Als Matrix stehen hell-dunkelgraue, phyllitische Schiefer, schwarze phyllitische Schiefer (Lavagna-ähnlich) oder bräunlich anwitternde Mergelschiefer an, welche oft miteinander vermischt sind.

Die einzelnen Blöcke und Linsen variieren in ihrer Grösse und sind fast



Fig. A11: Broken formation aus Verspala-Flysch 1
Rätschenjoch: Profil 4; Abschnitt 5



Fig. A12: stark verfalteter Keil von gut erhaltenem Verspala-Flysch 1 aus der broken formation am Rätschenjoch.

durchwegs sehr stark tektonisiert. Die dominierenden Lithologien bilden neben den Palombini-Kalken verschiedene Flysch-Sandsteine.

Auf dem Grat selbst trennen Pakete von Palombini-Kalken das Melange in verschiedene Unterabschnitte auf (6a; vgl. Fig A9).

Am N-Hang fallen zahlreiche Ophicalcitlinsen, sowie Blöcke von Calpionellenkalken auf. Im W-Abschnitt dieses Melanges sind zudem Hauptdolomitblöcke eingeschaltet.

7. Diese geringmächtige Zone wird durch ein **tektonisches Melange vom Typ C1** gebildet, welches durch eine starke Dominanz der südpenninischen Elemente charakterisiert ist.

Die auffälligsten Komponenten sind neben grossen Blöcken von Ophicalciten und Ophicalcitbreccien mächtige Linsen von **Tonschieferbreccie** (Mandelschiefer). In dieser Breccie stecken in einer Matrix von grauen, kalkigen Schiefen bis zu über 20cm mächtige, oft elongierte Linsen von:

-Palombinikalken (Fig. A 13)

-Calpionellenkalken

-Ophicalciten, Ophicalcitbreccie (Fig. A 14) und

-Sandsteinen: -Chromit-frei, L_{sed} dominiert: **Weissfluh-Serie 2** (PL 1338)

-Chromit-dominiert, L_{sed} dominiert (**Urden-Flysch?**, PL 451)

Einzelne Blöcke von Palombini-Kalken schwimmen in der duktil deformierten Matrix und deuten auf die sedimentäre Entstehung dieser Breccie hin (vgl Fig A 13).

Unter diesen zusammen mit Ophicalciten intensiv verfalteten Mandelschiefen ist ein charakteristisches chaotisch deformiertes tektonisches Melange ausgebildet.

Folgende Komponenten sind darin enthalten:

a) Ophicalcite, z.T. Ophicalcitbreccie und Palombini Kalke aus dem Südpenninikum;

b) saures Kristallin, Verrucano, rot anwitternde, dunkle feinkörnige Kalke (Rhät?) und

graue, dolomitreiche, grobe Sandsteine (PL 1335) sowie grüne Quarzite: **Weissfluh-Serie 2** aus dem Unterostalpin.

8. Im Hangenden schliesst eine ungefähr 20m mächtige Linse von Calpionellenkalken an. In diesen Kalken stecken Linsen von orange-gelb anwitternden, grauen, kalkigen Sandsteinen.
9. Die obersten Elemente der Arosa-Zone werden durch Linsen von Rauhacken, Ophicalciten, sowie einer ophiolithischen Breccie mit elongierten Kalkbändchen gebildet.
10. Darüber folgt die **Madrisa-Zone**, deren Basis durch Arlberg-Kalke gebildet wird.



Fig. A13: Tonschieferbreccie:

grosse Blöcke von Palombini-Kalken, sowie Linsen von Opicalciten, Calpionellenkalken und Sandsteinen schwimmen in einer Matrix von grauen, kalkigen Schiefen.

Rätschenjoch: Profil 4; Abschnitt 7



Fig. A14: Tonschieferbreccie:

Blöcke von Opicalciten und Opicalcitenbreccien als Komponenten der Tonschieferbreccie.

Rätschenjoch: Profil 4; Abschnitt 7

P.4.3. Zusammenfassung und Interpretation

Ein Grossteil der südpenninischen Elemente der Arosa-Zone sind in diesem Profil aufgeschlossen. Im Speziellen können viele verschiedene Flysch-Sandsteine beobachtet werden. Diese sind nur selten als individuelle Lithologie oder als broken formation erhalten, meist sind sie in einem tektonischen Melange aufgearbeitet. Die äusserst komplexen tektonischen Verhältnisse und die sehr variantenreiche lithologische Ausbildung des Rätchenjochprofils führt zur Gliederung in 10 Abschnitte (Fig. A10).

1. Sedimente aus dem Zentralpenninikum
2. Flysch aus dem Südpenninikum
3. Südpenninisch-unterostalpin-(mittelpenninisches) Melange mit monogenem Flysch an der Basis
4. Südpenninisch-mittelpenninisches Melange mit starker Dominanz der Sulzfluh-Elemente
5. Broken (flysch) formations; hauptsächlich aus Verspala-Flysch 1 und untergeordnet aus Hörnli-Flysch aufgebaut.
6. Südpenninisch-unterostalpin Melange: mit dem einzigen Chloritoid-haltigen Flysch (Wi 1778), welcher in der Arosa-Zone gefunden werden konnte.
7. Südpenninisch-unterostalpin Melange mit sedimentärer Breccie (Tonschieferbreccie) als Komponente
8. Sedimente aus der ozeanischen Serie des Südpenninikums oder des Unterostalpins
9. Kleine, isolierte, stark zerscherte Aufschlüsse aus südpenninischen und unterostalpinen Lithologien.
10. Schuppen aus oberostalpinen Sedimenten (wahrscheinlich aus der Lechtal-Decke der Nördlichen Kalkalpen; TRÜMPY & HACCARD, 1969; HALDIMANN, 1975)

Wie bei der Besprechung des Verspala Profils schon angedeutet wurde, kann auch hier gezeigt werden, dass es sich bei dem von HALDIMANN (1978) als **Alpbach-Schiefer** bezeichneten Abschnitt um eine Assoziation von verschiedenen tektonischen Melanges, broken formations und geringmächtigen Schuppen von individuellen Lithologien handelt (vgl. Diskussion P.5.). Es ist auffällig, dass gerade in diesem tektonisch äusserst stark beanspruchten Gratprofil broken formations überhaupt erhalten sind.

Die von HÄFNER (1924) als **Viehcalanda-Schuppe** isolierten und von HALDIMANN (1978) als Olistolithe in die "Alpbach-Schiefer" gestellten Lithologien erweisen sich nach unseren Untersuchungen als Blöcke, mittelpenninischer Herkunft, die nach der vorliegenden Melange-Nomenklatur in einem Melange vom Typ D stecken.

P.5. Profil Chlei Alpbach

Im "Chleinen Alpbach" auf der Saaser Alp oberhalb Klosters kann ein Bachprofil beschrieben werden, das aus einer Vielzahl von isolierten Aufschlüssen besteht.

P.5.1. Bisherige Arbeiten

Nach HÄFNER (1924) sind in diesem Bach neben Kalken (Aptychenkalk-ähnlich), Mergelkalken und Tonschiefern vor allem Wildflysch-artige Gesteine in Form von Tonschiefern mit Kalken, Quarziten, Diabasen und Glaukonitsandsteinen aufgeschlossen.

HALDIMANN (1975) hat für die dominierende Lithologie in diesem Profil den lithostratigraphischen Begriff der "Alpbach-Schiefer" eingeführt und folgendermassen definiert: "Alpbach-Schiefer sind ein Melange-Komplex dunkler, glänzender Tonschiefer mit rostig anwitternden, schalig zerfallenden, harten Sandsteinlinsen und oft spindelförmigen Boudins".

Daneben beschrieb HALDIMANN (1975) auch Palombini-ähnliche Kalke, wie sie schon von TRÜMPY & HACCARD (1969) erwähnt wurden und grüne Serizitschiefer, welche oft mit Serpentiniten assoziiert sind.

P.5.2. Profilbeschreibung Koord.: (784.375/197.925-784.825/198.775)

Da die tektonische Überprägung der meisten Aufschlüsse äusserst stark ist, und ständige Wechsel im Einfallen der Schichten es verunmöglichen, ein zusammenhängendes Kolonnenprofil zu zeichnen, wurden die Verhältnisse im Chleinen Alpbach in einer schematischen Ansichtsskizze dargestellt. Dabei wurden die verschiedenen Lithologien in wenige Gruppen zusammengefasst (vgl Fig A 15):

1. An der Basis findet man schwarze, kalkfreie, leicht glänzende Tonschiefer mit extrem stark boudinierten Linsen von Sandsteinen.
2. Darüber folgt ein Aufschluss von feinlamierten grauen Kieselkalken mit stark verfalteten, hellen, kieseligen Bändern.
3. Im Hangenden schliessen schwarze, kalkfreie Schiefer an, welche Linsen von plattigen, kalkigen Sandsteinen enthalten.
4. Nach einer Aufschlusslücke folgen dunkelgraue, leicht sandige, mergelige Schiefer mit Lagen von stark verfalteten, teilweise feinlamierten Silt- bis feinen Sandsteinen, die viele Chromite enthalten und vorwiegend aus L_{VH} -Komponenten aufgebaut sind.
5. Es folgen graue, kalkige Sandsteine mit auffällig heilen Calcitadern, welche im unteren Aufschluss gut gebankt, im oberen Aufschluss hingegen stark verfaltete

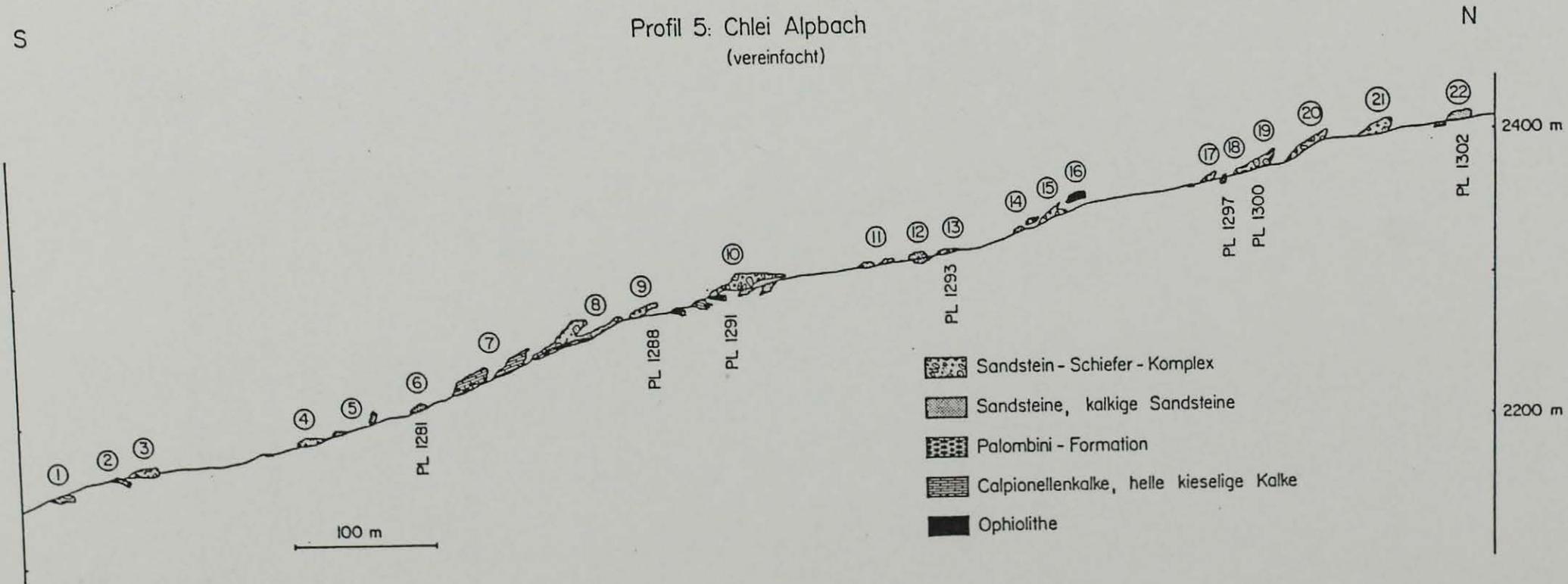


Fig. A15: Profil 5 (Chlei Alpbach)

sind.

6. Darüber sind kleine Aufschlüsse von massigen, grauen, groben Sandsteinen des **Hörnli-Flysches** (PL 1281), dunklen, leicht sandigen Kieselkalken und kalkfreien sowie siltigen Schiefern mit Linsen eines dunklen Kalkes erhalten.
7. Im unteren Teil steht eine verkehrtliegende Palombini-Calpionellenkalk Abfolge an, welche stark verfaltet ist. An der Basis des Aufschlusses ist eine Dolomit-reiche, sandige Breccie in die Palombini-Kalke eingelagert. Im oberen Abschnitt kann man monogene, intensiv verfaltete Calpionellenkalke mit Linsen von dünnbankigen, grauen Sandsteinen erkennen.
8. Dieser Abschnitt wird von einem **tektonischen Melange vom Typ A** gebildet, das an der Basis Palombini-Kalke enthält. Diese werden von dünnbankigen, sandigen Kalken überlagert. Zuerst folgen dunkelgraue bis schwarze, kalkfreie Schiefer mit boudinierten Linsen von grauen und grünlichen Sandsteinen des **Hörnli-Flysches**.
9. Im Hangenden folgen graue, kalkfreie Schiefer mit Linsen von Sandsteinen (Hörnli-Flysch?), eine 20cm mächtige Quarzitlinse mit hellen Dolomitkomponenten (Chromit-frei, $L_{vh} > L_m > L_s$; PL 1288), 20cm plattige Sandsteine, sowie einige Meter meist hellgrauer, kalkfreier, siltiger Schiefer mit Einschaltungen von grünen und roten kalkfreien Schiefern (Tuffitschiefer nach HALDIMANN, 1975).
10. Dieser grosse Aufschluss enthält auf der linken Bachseite graue bis schwarze Schiefer mit Lagen von boudinierten quarzitischen Sandsteinen und grossen Blöcken von grünen Quarziten.
Auf der rechten Bachseite findet man Blöcke von grauen, stark braun anwitternden mittelgroben Sandsteinen: **Hörnli-Flysch** (PL 1291).
11. Der untere Teil besteht aus dünnbankigen, laminierten, sandigen Kalken und kalkfreien Schiefern mit Sandsteinlagen. Der obere Abschnitt wird durch massige, graue Quarzite gebildet.
12. Es schalten sich graue, teilweise laminierte kalkige Sandsteine und sandige Kalke ein.
13. Darüber folgen graue, kalkfreie Schiefer mit quarzreichen lithischen Sandsteinen: **Hörnli-Flysch** (PL 1293.)
14. Im Hangenden schliessen Aufschlüsse an, die neben einem Block von grünen Quarziten, graue, kalkfreie Schiefer mit Linsen von grünen Dolomit-haltigen Sandsteinen und darunter gelblich anwitternde glimmerreiche, kalkige Sandsteine mit vielen unbestimmbaren, rekristallisierten Mikrofossilien enthalten.
15. Die grauen bis schwarzen Schiefer mit Einschaltungen von Sandsteinen und hell anwitternden, mittelgrauen, leicht sandigen Kalken (Allgäu-Kalken) sind als letzte

Aufschlüsse unter dem Weg erhalten.

- 16 Der Block von Pillow Breccie ist wahrscheinlich nicht anstehend.
17. Über dem Weg findet man zuerst graue, kalkige, teilweise leicht mergelige, stellenweise brecciöse Schiefer mit Linsen von gelb anwitternden, dunklen sandigen Kalken, grauen Sandsteinen und sehr hellen mikritischen Kalken.
18. Es folgt eine Pillow-Breccie mit variolithischen Säumen und Einfüllung von rotem, kalkigem Sediment, sowie ein pebbly mudstone-artiges Konglomerat, das vorwiegend aus stark sandigen Kalken (mit pelagischen Bivalven etc.) aufgebaut ist.
19. Der Aufschluss auf der linken Seite ist identisch mit Abschnitt 17, enthält aber zusätzlich grosse Blöcke von sehr hellen, feinkörnigen Mikriten und rot anwitternden, grauen, mittelgroben Sandsteinen in grauen, teils schwarzen kalkigen Schiefen. Die Sandsteine erweisen sich als eine Chromit-dominierte Variation des **Verspala-Flysches 1** (PL 1300; Quarz >> Plagioklas >> L_{VH}). Auf der rechten Seite sind graue oder braune, blättrige Schiefer mit glimmerreichen, feinkörnigen, laminierten Sandsteinen der **Weissfluh-Serie 1** (PL 1297) aufgeschlossen.
- 20 Im Hangenden folgen schwarze kalkige Schiefer, welche nur wenige Einschaltungen von Sandsteinen enthalten und mit den Schiefen im darunterliegenden Aufschluss auf der linken Bachseite (Abschnitt 19) verglichen werden können.
21. Darüber folgen graue bis schwarze, schwach kalkige Schiefer mit Einschaltungen von rötlich anwitternden, sandigen Kalken und vereinzelt Sandsteinen.
22. Den Abschluss bilden massige, grüne, quarzitisches Sandsteine, die L_{VH}-dominiert, Chromit-führend und dem **Hörnli-Flysch** (PL 1302) sehr ähnlich sind. Darüber folgen nach einer Aufschlusslücke stark verfaltete rote und grüne Radiolarite und Radiolaritschiefer mit Linsen einer reinen Radiolaritbreccie. An der Basis sind zum Teil graue bis schwarze Schiefer mit Blöcken von Palombini-ähnlichen Kalken erhalten.

P.5.3. Zusammenfassung und Interpretation

Im Profil des Chleinen Alpbachs ist eine Schiefer-dominierte Abfolge mit Palombini-Kalken, Calpionellenkalken und verschiedenen Sandsteinen aufgeschlossen. Ophiolithe sind sehr selten. Unterostalpine Elemente fehlen vollständig. Trotz der tektonischen Komplikationen kann innerhalb des Alpbach-Profiles eine gewisse Gliederung beobachtet werden. Im unteren Teil dominieren Schiefer mit Einschaltungen von pelagischen Sedimenten, während gegen oben eine langsame

Zunahme von klastischen Ablagerungen zu beobachten ist. Im Deformationsstil der Schiefer fallen starke Unterschiede auf, welche von einfacher Verfaltung bis zu Verschuppung und vollständiger Zerschering reichen. Die gesamte Serie kann nach unserer Melange-Nomenklatur als **tektonisches Melange vom Typ A** beschrieben werden.

Im Anschluss an die Besprechung aller Profile, aus welchen sog. **Alpbach-Schiefer** (sensu HALDIMANN, 1975) beschrieben werden, kann gezeigt werden, warum dieser Begriff nicht mehr verwendet werden sollte:

Die Alpbach-Schiefer weisen in den Lokalisationen Verspala (Profil 3), Rätchenjoch (Profil 4) und Alpbach (Profil 5) verschiedene lithologische Inhalte auf und lassen im Bezug auf die Zusammensetzung der tektonischen Melanges deutliche Unterschiede erkennen. Während an der Verspala und am Rätchenjoch **tektonische Melanges vom Typ C bzw. D** den Anteil der sogenannten Alpbach-Schiefer ausmachen, ist das gesamte Profil des Alpbachs selbst als **tektonisches Melange vom Typ A** zu bezeichnen.

P.6. Gotschnaboden

Über dem Weg, der vom Gotschnaboden in Richtung Westen gegen das Drostobel führt, ist ca 250m NW der Seilbahnstation das nördlichste einer ganzen Serie von Profilen aufgeschlossen, welche alle zum Casanna-Weissfluh-Haupterhorn Komplex gehören. Diese Profile sind durch die Dominanz von Dolomit- und Dolomit-Kristallin-Breccien der Weissfluh- Serie einerseits und die untergeordnete Bedeutung von südpenninischen Elementen, insbesondere von Flysch-Serien charakterisiert.

P.6.1. Bisherige Arbeiten

CADISCH (1921) untersuchte das von THEOBALD (1864) erstmals beschriebene Profil ausführlich und erkannte die grosse Übereinstimmung der Schichtfolge mit derjenigen an der Weissfluh.

GEES (1954) hielt die Weissfluh-Breccie für eine Ablagerung des Malms oder der Unterkreide, da er die darin enthaltenen Kristallinkomponenten als Radiolarite interpretierte.

GRUNER (1981) unterschied in Anlehnung an WEISSERT (1975) sogenannte Pseudoaptychenkalke, welche als prä-Radiolarit Sedimente in den Dogger gestellt wurden. Bei den hellen Mikriten handelt es sich jedoch offensichtlich um tektonisch eingeschuppte Calpionellenkalke, da GEES (1954) in diesen Sedimenten

Calpionellen des Obertithon-Neokom finden konnte.

Profil 6: Gotschnaboden

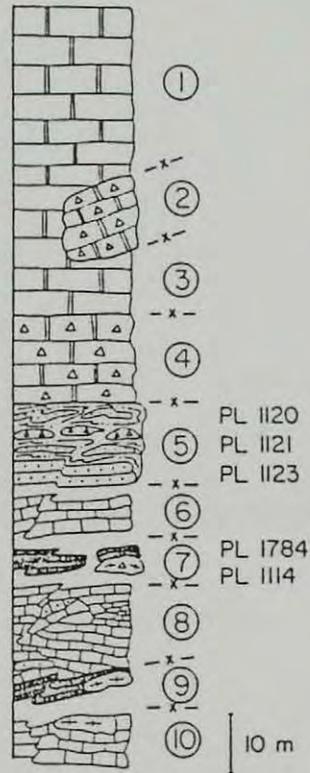


Fig. A16: Profil 6 (Gotschnaboden)

P.6.2. Profilbeschreibung Koord.: (784.300/193.200-784.150/192.950)

1. Das Profil (Fig. A 16) wurde von oben nach unten aufgenommen (vgl. Profile Weissfluh) und beginnt mit massivem Hauptdolomit.
2. In den Hauptdolomit ist eine Linse einer Kristallin-reichen Dolomitbreccie (Weissfluh-Serie) in Form einer eingeschuppten Linse eingeschaltet.
3. Es folgen nochmals ca 10m Hauptdolomit
4. Der Hauptdolomit wird durch eine Breccie der Weissfluh-Serie unterlagert, die an dieser folgendermassen ausgebildet ist:
 - Zum einen beobachtet man eine praktisch monogene Dolomitbreccie mit breiten Quarz-Adern, die von GRUNER (1981) mit der Bettlerjochbreccie aus dem Rätikon verglichen wird.
 - Diese geht in eine Kristallin-reiche Dolomitbreccie und schliesslich in eine Kristallin-dominierte Breccie über.
5. Nach diesem vorwiegend durch grobklastische Sedimente dominierten Abschnitt folgt eine Sandstein-Schiefer Wechsellagerung:
 - Im unteren Teil findet man graue, streifige, sandige Schiefer mit rotbraun anwitternden Sandsteinlinsen und grünlich anwitternde, graue, sandige Schiefer mit dünnen Breccienlagen



Fig. A17: Radiolarit-Kristallin-Breccie mit grosser Linse von rotem Radiolarit.
Gotschnaboden; Profil 6

- Der obere Abschnitt wird durch graue, quarzreiche Sandsteine in grauen sandigen Schiefen, grünliche, teils plattige Sandsteine in relativ mächtigen Bänken und graue sandige Schiefer mit grauen, glimmerreichen Sandsteinen gebildet.

Alle Sandsteine in diesem Abschnitt können der Population **Weissfluh-Serie 1** zugeordnet werden (PL 1120, 1121, 1123).

6. Im Liegenden schliessen stark tektonisierte Calpionellenkalke an.
7. Noch über dem Weg ist eine Linse von roten Radiolaritschiefern eingeschuppt.
8. Im topographisch tieferen Teil des Profils sind die Calpionellenkalke stark verfaltet und von dunkelgrauer Farbe. Vereinzelt sind dünne Linsen von Chromit-freien, sandigen Kalken bis Kalkareniten eingelagert. Die Calpionellenkalke können nach einer Aufschlusslücke in stark sandiger Fazies auch unterhalb des Weges weiterverfolgt werden.
9. Am steilen Hang unterhalb des Weges sind einzelne Linsen von stark tektonisierten Radiolaritschiefern und Radiolariten, sowie Kristallinlinsen und grüne Quarzite **Weissfluh-Serie 1** (PL 1784) aufgeschlossen.
10. Zuunterst im Profil findet man isolierte Aufschlüsse von stark deformierten Calpionellenkalken.

Nordwestlich des beschriebenen Profils sind über dem Weg mehrere interessante, isolierte Aufschlüsse erhalten:

- a) Blöcke einer Kristallinbreccie, die stellenweise Schmitzen von schwarzen Phylliten und Einschuppungen von Kalken enthält.
- b) Eine Kalkbreccie mit Kristallinlinsen und eine Radiolaritbreccie mit Kristallinkomponenten (Fig. A 17).
- c) Radiolarite und graue, quarzitische Sandsteine, die der **Weissfluh-Serie 1** (PL 1114) zugeordnet werden können.

P.6.3. Zusammenfassung und Interpretation

Im kurzen, stark tektonisierten Profil am Gotschnaboden ist der Grossteil derjenigen unterostalpinen Elemente vorhanden, wie sie für sämtliche Profile der Weissfluhregion in Mittelbünden charakteristisch sind.

Die Sandsteine gehören nach ihrer petrographischen Zusammensetzung alle zur Population der **Weissfluh-Serie 1**.

Auffällig ist die starke Varietät der Breccien. Das Auftreten einer Radiolarit-Kristallin-Breccie weist auf ein bedeutendes Relief im Bereich des unterostalpinen Kontinentalrandes hin, welches auch nach der Ablagerung der weitverbreiteten Doggerserien (Weissfluh-, Saluver-Serie) während des oberen Juras und ev. auch der untersten Kreide noch vorherrschte.

Profile der Weissfluh-Region

An der Weissfluh bei Davos und im Speziellen an deren Westflanke können die komplexen tektonischen und lithologischen Verhältnisse, wie sie für die Hauptmasse der Arosa-Zone charakteristisch sind, intensiv studiert werden. Die zwischen die mächtige Ophiolithmasse der Totalp und die Elemente der Sulzfluh-Falknis-Decke an der Zähnjeflugh eingeschaltene Mischzone aus südpenninischen ozeanischen und unterostalpinen Kontinentalrand-Sedimenten ist hier durch eine Vielzahl lateraler und vertikaler Lithologiewechsel charakterisiert. Um alle wichtigen Lithologien erfassen zu können wurden deshalb an der Weissfluh und am Haupterhorngrat verschiedene typische und repräsentative Profile aufgenommen (Fig A 18, A 19).

Da alle Profile an der Weissfluh (P7-11) unter einer mächtigen verkehrtliegenden Abfolge von Hauptdolomit und Breccien der Weissfluh-Serie folgen, und auch innerhalb der Profile oft eine verkehrte Lage der einzelnen Pakete beobachtet werden kann, werden diese topographisch von oben nach unten besprochen.

Bisherige Arbeiten

Eine Vielzahl von Arbeiten, welche sich mit der Geologie der Weissfluhgruppe befasst haben, ist in CADISCH (1921) aufgelistet. Diesem Autor gelang es zum erstenmal eine

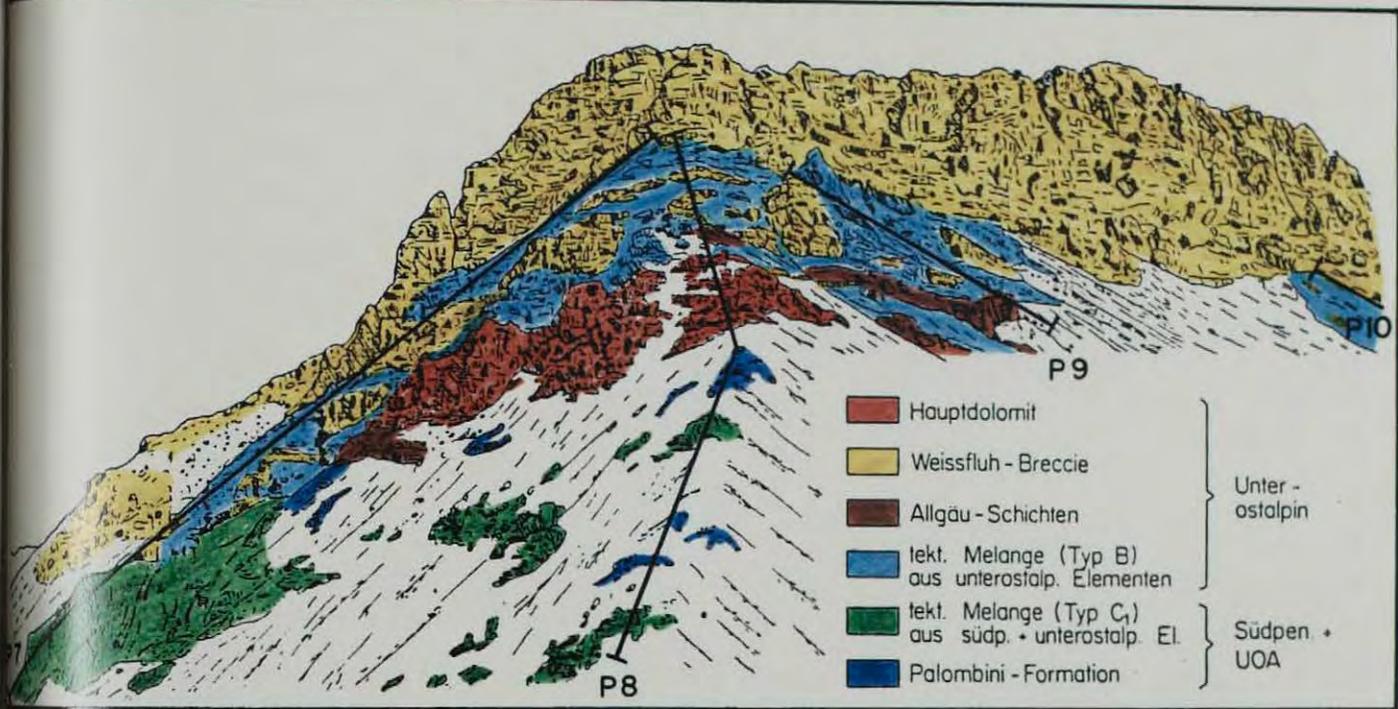


Fig. A18: Ansichtsskizze der Weissfluh West- und Süd-Seite mit Profilsuren P7- P10.



Fig. A19: Ansicht Weissfluh Westflanke

verständliche Analyse der komplexen geologischen Verhältnisse der Region zwischen Klosters und Davos zu geben. CADISCH erkannte den charakteristischen Schuppenbau, der die Verhältnisse an der Weissfluh prägt. Im Bezug auf die stratigraphischen Zusammenhänge konnte er jedoch auch nicht alle Fragen klären. Grosse Schwierigkeiten boten dabei die jurassischen und kretazischen Breccien und Sandsteine, welche er mangels stratigraphischer und paläontologischer Daten nur unter dem Sammelbegriff "mesozoische Schiefer und Sandsteine/Breccien" zusammenfasste. CADISCH (1921) verglich diese klastischen Ablagerungen mit äquivalenten, grobdetritischen Sedimenten vom Piz Nair aus der unterostalpinen Zone von Samaden (Saluvertypus).

CADISCH (1921), CADISCH et al (1930) und GEES (1954) nahmen an, dass die Weissfluhbreccie Radiolaritkomponenten enthält, und glaubten deshalb, dass die Sedimentation dieser Breccie bis in die Kreide andauerte. ROESLI (1944) und FINGER (1978) konnten jedoch zeigen, dass die Saluvergesteine in ihrem Typusgebiet von den Radiolariten stratigraphisch überlagert werden und somit in den Dogger zu stellen sind. GRUNER (1981) hielt in einer schematischen Faziesverteilung an der Aufteilung in eine "detritische" Fazies (Weissfluh-Serie) und eine "normale" Fazies fest. Die Breccien der Weissfluh-Serie interpretierte er dabei als "gravity-flow"-Ablagerungen, die in einem kleinen, lokalen Fan geschüttet wurden. (vgl. Profil 10).

P.7. Profil Weissfluh Westflanke

Am markantesten Grat der Westflanke ist ein Profil aufgeschlossen (Fig. A 20), welches sich speziell im topographisch tieferen Abschnitt vom bekannten Profil am Westgrat deutlich unterscheidet.

P.7.1. Profilbeschreibung Koord.: (779.300/190.225-779.500/190.125)

1. Den stratigraphisch ältesten Anteil des Profils bilden die Grobklastika der Weissfluh-Serie. Meist sind es Dolomit-dominierte Breccien, welche teilweise Kristallin-Komponenten enthalten.
2. Darunter folgt ein mächtiges **tektonisches Melange vom Typ B**, mit folgenden Elementen, welche in einer Matrix von meist dunklen, kalkfreien, sandigen Schiefen stecken:
 - Weissfluh Breccie; teilweise in Form von gradierten Bänken mit vielen Kristallin-Komponenten (v.a. Glimmerschiefen).
 - turbiditische Sandsteine (C₂ selten C₁ Fazies) der Weissfluh-Serie 1 (PL 706, 710, 711, 1412), seltener Weissfluh-Serie 2 (PL 707).

Profil 7: Weissfluh W-Flanke

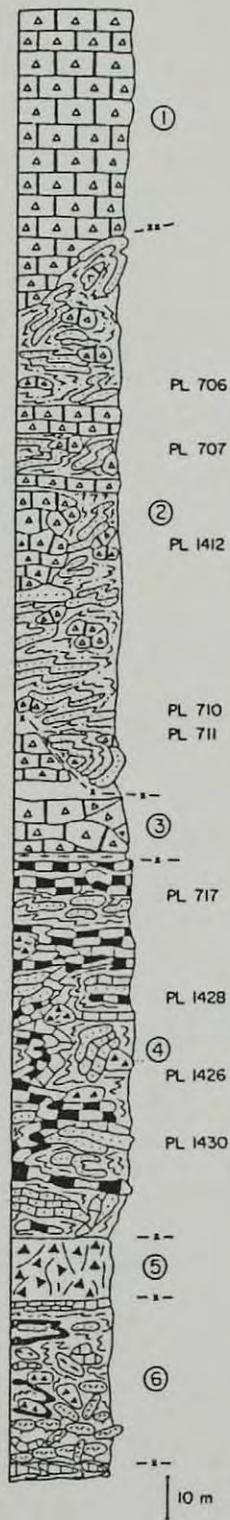


Fig. A20: Profil 7 (Weissfluh Westflanke)

- grüne, quarzitische Sandsteine, welche intensiv verfaltet und vorwiegend im unteren Teil des Profils vorhanden sind. Einzelne Bänke zeigen deutliches "coarse tail grading".
- stark geschieferte mikritische Kalke (Allgäu-Kalke?).

3. Es folgt eine mächtige Serie von groben kanalisierten Weissfluh Breccien (Fazies A₁) und ganz an der Basis eine dünne Linse von Chlorit-reichem, saurem Kristallin.
4. Der nächste, ca. 90m mächtige Abschnitt ist als tektonisches Melange vom Typ C1 ausgebildet. Charakteristisch ist, dass verschiedene Chromit-freie turbiditische Sandsteine und ein Chromit-führender Flysch zusammen mit

verschieden Elementen aus dem südpenninischen Faziesraum vermischt sind:

- Ophicalcitbreccie
- Calpionellenkalke
- Palombini Kalke
- kalkige Sandsteine mit manganreichem Überzug
- gradierte, sandige Kalke
- graue, rötlich anwitternde feinkörnige Sandsteine: **Schwerzi-Flysch** (PL 1426, 1430)
- dunkle, Dolomit-reiche Sandsteine (**Weissfluh-Serie 2** (PL 717)
- glimmerreiche, quarzitische Sandsteine (**Weissfluh-Serie 1** (PL 1428)

Die Sandsteine sind meist in Fazies D (D_1 - D_2), seltener in Fazies C_1 ausgebildet und als Blöcke oder Linsen in die von Palombini-Kalken dominierte Abfolge eingeschuppt (Fig A 21). Die Matrix dieses Melanges wird durch dunkle, kalkfreie, stark zerscherte Schiefer gebildet.



Fig. A21: Tektonisches Melange vom Typ C_1 mit starker Dominanz von Palombini-Kalken, sowie verschiedenen Sandsteinen.

Weissfluh Westflanke: Profil 7; Abschnitt 4

5. Darunter folgen ca. 15m stark tektonisierte Ophicalcite und ca. 1m Calpionellenkalke.
6. Die Basis des Profils bildet ein **tektonisches Melange vom Typ C_1** , das vor allem aus Pillow-Breccien mit verschiedenen ozeanischen Lithologien und einzelnen Kristallin-Linsen aufgebaut ist:

- grau-grüne, kalkfreie Schiefer
- saures Kristallin
- Basalte, Ophicalcite
- graue Kalke (Palombini-ähnlich)
- gegen unten dominieren Pillow-Breccien (mit Variolithen). Diese Breccien enthalten noch vereinzelt primäre Kalklagen und Ophicalcitlinsen.

Den Abschluss des Gratprofils bilden einige Linsen eines grau-grünen, dichten Kalkes (Calpionellenkalk?).

P.7.2. Zusammenfassung und Interpretation

Die Abschnitte 1 und 2 lassen sich mit der mächtigen Serie korrelieren, die im Profil Westgrat (Profil 8) unter dem Hauptdolomit aufgeschlossen ist. Anstelle der wenige Meter südlich des Profils Westflanke (Profil 7; vgl. Fig. A 19) auskeilenden Hauptdolomit-Linse trennt ein Paket von Weissfluh-Breccie das **Melange vom Typ B** vom darunterfolgenden **Melange vom Typ C1**. Letzteres besteht vorwiegend aus südpenninischen ozeanischen Lithologien. Elemente des Kontinentalrandes sind nur in Form einzelner Linsen eines Chromit-freien Sandsteins enthalten.

P.8. Zähnefluh - Weissfluh Westgrat

Das Profil am Grat zwischen dem Westgipfel der Weissfluh und dem Schwerzi-Sattel (Fig. A 22) ist in den Arbeiten von CADISCH (1921), CADISCH (1934, in: Geol. Führer; Exk. Nr. 86) und GRUNER (1981) beschrieben worden.

P.8.1. Profilbeschreibung Koord.: (779.425/190.025-778.575/190.050)

1. Von der Wasserscheide westlich des Weissfluhjochs bis zum Weissfluh-Hauptgipfel sind ausschliesslich Hauptdolomite und stellenweise monogene Dolomitbreccien aufgeschlossen.

Gegen den Westgipfel erfolgt allmählich ein Übergang in eine massige Dolomit- und Kalk-Breccie, welche oft von dicken Hornsteinschnüren durchzogen ist. Bei den Kalkkomponenten handelt es sich vorwiegend um Rhät- und Liaskalke.

Wenig östlich des Westgipfels ist eine schmale Linse von dunklen Schiefen eingeschaltet, bei welchen es sich wahrscheinlich um Allgäu-Schiefer handelt. Auf dem Westgipfel selbst ist massiger Hauptdolomit aufgeschlossen, welcher jedoch lateral ziemlich abrupt in eine Dolomitbreccie mit vereinzelt Kristallin-Komponenten übergeht.

2. In der Runse, die vom Weissfluh Westgipfel in Richtung SW gegen die Schwerzi

Profil 8: Weissfluh W-Grat

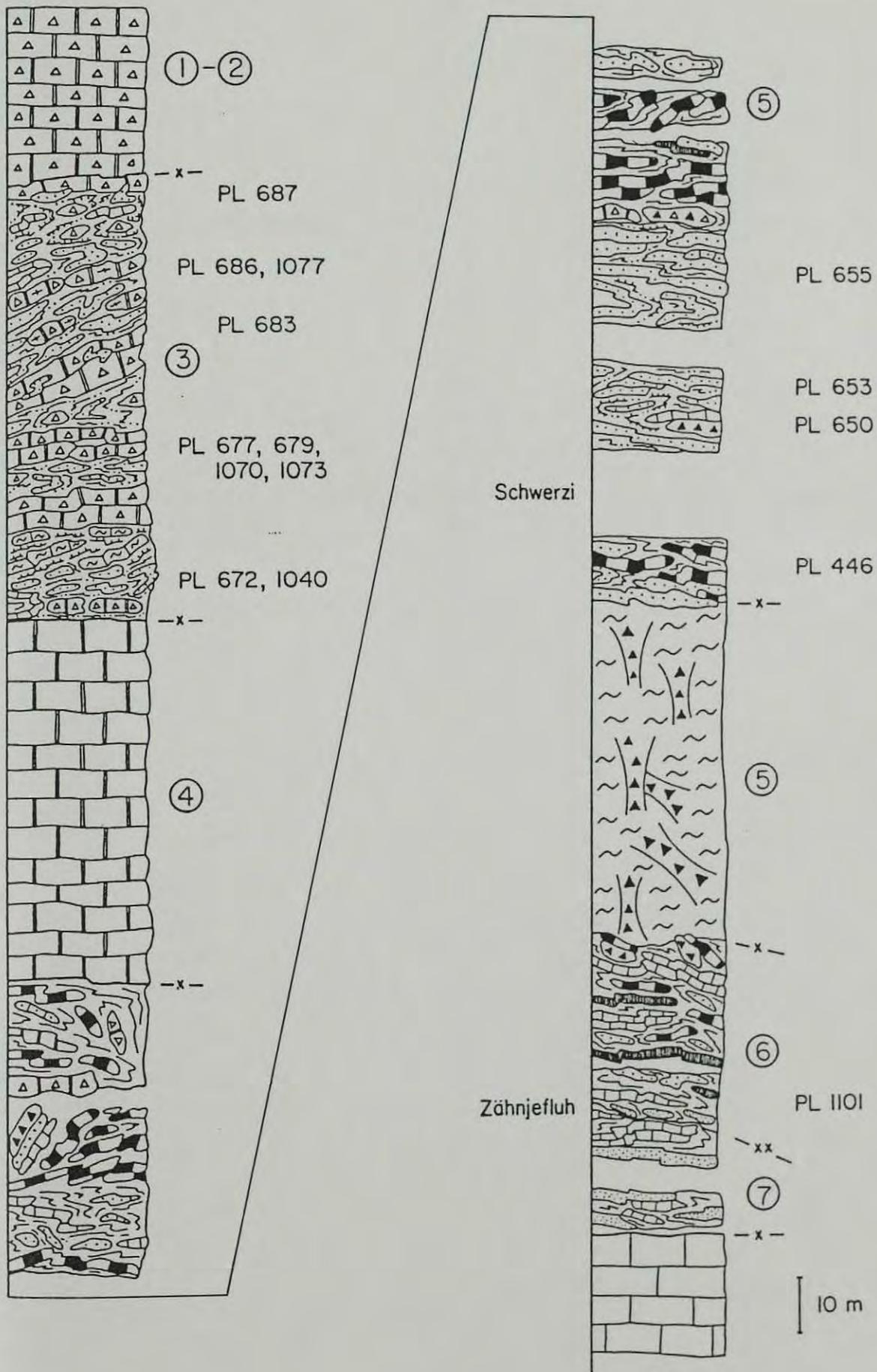


Fig. A22: Profil 8 (Zähnjeflüh - Weissfluh Westgrat)

verläuft ist im oberen Teil eine Dolomitbreccie aufgeschlossen. Ab ca. 2780m sind bis zu über 1m grosse Blöcke von Buntsandstein-Quarziten und Schmitzen von schwarzen Tonschiefern eingeschaltet, welche bis zu 1m mächtig sind und dünne Sandsteinlinsen enthalten. In der Breccie treten auch Kristallinkomponenten, vor allem in Form von hellen Gneisen auf.

3. Darunter setzt ein ca. 80m mächtiges **tektonisches Melange vom Typus B** ein.

Dieses Melange beginnt mit einer ca. 1m mächtigen Bank einer polygenen Breccie, welche durch Anlagerungen von Quarz-reichen Sandsteinen charakterisiert ist und im topographisch oberen Teil feinkörniger ist als weiter unten. Im Liegenden folgt eine ca. 10m mächtige Sequenz aus rötlichgelb anwitternden, hellgrauen, kalkigen Schiefern, welche dünne Linsen einer karbonatischen Feinbreccie einschliessen.

Der eigentliche Melange-Komplex, der bis zur markanten Hauptdolomit-Linse (vgl. Fig A 22) reicht enthält folgende Lithologien:

Matrix:

graugrün anwitternde, mosaikartig von Klüften durchschlagene, dunkelgraue, sandige, kalkfreie Schiefer wechseln mit rötlichbraun anwitternden, dunkelgrauen, meist kalkfreien, sandigen Schiefern.

Komponenten:

Polygene Breccie der Weissfluh-Serie. Meist sind diese Breccien von Dolomit-Komponenten dominiert, untergeordnet können sie auch sehr reich sein an Kristallin-Komponenten. In einigen Abschnitten ist eine grobe Bankung zu beobachten. Stellenweise sind Sandsteinlinsen eingeschaltet. An einer ca. 5m mächtigen Breccienbank fallen wieder die angelagerten Sandstein-Pakete auf (vgl. Abschnitt 3).

Verschiedene Sandsteine: rötlichbraun anwitternde, graue Sandsteine, graue, grobkörnige Sandsteine mit grossen Quarz- und Dolomit-Komponenten und graubraun anwitternde, feinkörnige, sehr glimmerreiche Sandsteine.

Vereinzelte, als isolierte Linsen auftretende Sandsteine sind als nahezu ideale Turbidite ausgebildet (**Fazies C₂**). Oft sind jedoch die oberen Intervalle der Turbidite nicht erhalten (**T_{a-c}**).

Die Polarität der Breccien und Sandsteinbänke wechselt regellos, einzelne Linsen sind zudem intensiv verfaltet.

- Charakteristisch für diese Sandsteine ist ihr Chromit-freies Schwermineralspektrum. Mit Hilfe der Leichtmineralien und aphanitischen Gesteinsbruchstücke lassen sich jedoch zwei Typen unterscheiden:

Weissfluh-Serie 1: L_{VH}-dominiert: (PL 677, 679, 683, 686, 1040, 1073, 1077).

Weissfluh-Serie 2: L_{sed}-dominiert: (PL 672, 687, 1070).

Der unterste Teil dieses tektonischen Melanges vom Typ B ist durch eine spezielle Fazies charakterisiert:

Unmittelbar unter der Hauptdolomitlinse sind zwischen zwei Schuppen von Weissfluh-Breccie graue, kalkige Schiefer (z.T. eher geschieferte Kalke) mit bis zu 20cm mächtigen Linsen einer ausschliesslich aus sedimentären Komponenten bestehenden Breccie aufgeschlossen. An der Basis dieses Aufschlusses ist eine **Intraformationelle Breccie** ausgebildet. Teilweise gelangte Komponenten schwimmen lagenweise in einer Kalkschiefer-Matrix. Die lithologische Zusammensetzung lässt sich folgendermassen beschreiben: Crinoidenkalke, feinkörnige, hemipelagische Kalke und Lias-Kalke schwimmen als angerundete Komponenten in der Matrix, welche deutliche Fliesstrukturen ("**soft-sediment Strukturen**") zeigt. Obwohl keine bestimmaren Fossilien enthalten sind, glauben wir aus faziellen Gründen, dass es sich bei dieser Einschaltung um **Allgäu-Schiefer und Allgäu-Kalke** handelt, welche früher (z.B. CADISCH, 1921) als sogenannte **Streifenschiefer und Streifenschiefer-Breccie** des Lias bezeichnet wurden.

4. Im Liegenden folgt eine stark tektonisierte Linse von Hauptdolomit, welche im Bereich dieses Profils mit knapp 70m die grösste Mächtigkeit erreicht.
5. Darunter erfolgt der Übergang in ein **tektonisches Melange vom Typ C1**, welches ca. 150m mächtig ist und bis zum Schwerzi Sattel reicht. Von oben nach unten kann folgende Unterteilung vorgenommen werden:
 - Zuoberst ist eine von Palombini-Kalken dominierte Mischzone mit Linsen aus Weissfluh-Breccie, hellgelb anwitternden dunklen Dolomiten, sowie grauen Sandkalken aufgeschlossen.
 - Am Grat selbst folgt eine stark verfaltete monogene Palombini-Sequenz. An der Nordflanke kann eine steilstehende Linse aus Ophicalcit, mikritischen Kalken, und kalkigem, Chromit-haltigem Sandstein beobachtet werden.
 - Anschliessend findet man grünlichgrau anwitternde, mittelgraue, kalkfreie, plattige Schiefer (stellenweise sehen sie den Lavagna-Schiefern ähnlich und führen dünne Hornsteinlagen). Diese Schiefer enthalten Linsen von grauen Kalken und braun anwitternden, sehr feinkörnigen Sandsteinen. An der Nordflanke schalten sich dicke Linsen von Palombini-Kalken ein.
 - Darunter beobachtet man mehrere isolierte Aufschlüsse von grünen kieseligen Schiefen bis Hornsteinen mit dünnbankigen, dunklen, feinkörnigen Sandsteinen und Palombini-Kalken.
 - Danach folgt eine mächtige Sequenz von Palombini-Kalken.
 - Im Liegenden dieser Kalke sind intensiv verfaltete, graue, lithische Sandsteine und untergeordnet dunkle, sandige Kalke in kalkigen, leicht sandigen Schiefen

aufgeschlossen. Im Top sind Linsen von Ophicalcit und **Weissfluh-Serie 2** erhalten. Bei den Sandsteinen handelt es sich um die Chromit-dominierte L_{VH} -reiche, L_M -führende Population des **Schwerzi-Flysches** (PL 650, 653, 655).

- Die gleiche Flyschsequenz mit dünn- bis mittelbankigen Sandsteinen sowie Ophicalciten und hellgrauen, mikritischen Kalken kann gegen das Liegende weiterverfolgt werden.
 - Im Schwerzi-Sattel ist eine stark verfaltete Sandstein-Palombini-Kalk-Abfolge erhalten. Bis zu 50cm mächtige turbiditische Sandsteine (Fazies C_2) stecken in kalkigen Schiefen (eher im W-Teil). Palombini-Kalke sowie Sandsteine sind in meist kalkfreie, schwarze Schiefer (im Ostteil des Aufschlusses) eingeschlossen. Die Sandsteine (PL 446) können als L_{VH} - L_{sed} -dominierte, Chromit-reiche Population dem **Verspala-Flysch 1** zugeordnet werden:
6. Eine über 60m dicke Serpentin-Ophicalcit-Sequenz, die gegen Osten steil einfällt und intensiv verfaltete ist, löst westlich der Schwerzi dieses von ozeanischen Sedimenten dominierte tektonische Melange ab.
 7. Am Grat zur Zähnjeffluh ist ein **tektonisches Melange vom Typ D** aufgeschlossen, welches im östlichen Abschnitt durch stark rekristallisierte, chaotisch verfaltete Palombini- und Calpionellenkalke, sowie Ophicalcit- und Metabasalt-Linsen charakterisiert ist. Gegen W schalten sich grüne Radiolarit-Schiefer bis Metaradiolarite und sehr vereinzelt Linsen von Quarziten ein. Im letzten Sattel östlich der Zähnjeffluh findet man dunkle, Lavagna-Schiefer-ähnliche Lithologien. Die Gipfelpartie wird durch stark verfaltete, meist dünnbankige, selten dickbankige (>50cm) Kalke mit Linsen von grauen Sandsteinen, grünlichen Quarz-reichen Sandsteinen, sandigen Kalken mit Dolomitgeröllen und Radiolariten gebildet. Während die Kalke Ähnlichkeiten mit den darunterliegenden Tristelkalken haben, sind die grauen L_{VH} -reichen Sandsteine (PL 1101) von Chromit dominiert (80%) passen jedoch in keine der bekannten Populationen.
Gegen unten schalten sich in dieses tektonische Melange erste Blöcke von Gault-Quarziten aus der Falknis-Decke ein.
 8. Ein steil gegen Osten abtauchender Bruch trennt die südpeninisch-zentralpeninische Mischzone unten von dickbankigen, massigen **Gault-Quarziten**, und oben von gelb anwitternden, dünnbankigen, grauen **Tristelkalken** mit kleinen Linsen von Sandsteinen und schwarzen Hornsteinen ab.
Einzelne Linsen von Gault-Sandsteinen und Tristelkalken, sowie grünlichbraun

anwitternde, graue, massige Sandsteine in grünen, leicht kalkigen Schiefen folgen gegen Westen und bilden den Abschluss dieser geringmächtigen Einschaltungen aus Elementen der Falknis-Decke.

9. Im Hangenden setzen die massigen Sulzfluh-Kalke der Zähnejfluh-Westflanke ein.



Fig. A23: Extrem stark überprägtes tektonisches Melange vom Typ C1. Linsen von Palombini-Kalken, anderen Kalken, verschiedenen Sandsteinen (z.B. Schwerzi-Flysch) und Dolomit-dominierten Feinbreccien sind in einer dunklen, sehr harten Schiefermatrix ausgezogen und teilweise boudiniert.

P.8.2. Zusammenfassung und Interpretation

Das Profil zwischen der Zähnejfluh und dem Weissfluh Westgrat ist durch eine Wechsellagerung von klar abgegrenzten Schuppen individueller Lithologien und chaotisch deformierten Melange-Zonen charakterisiert. Dabei trennen eine lateral auskeilende Hauptdolomit-, bzw. eine Ophiolith-Schuppe verschiedenen Melange-Typen voneinander ab:

- Der Abschnitt 3 wird durch ein **Melange vom Typ B** gebildet, welches ausschliesslich aus unterostalpinen Elementen aufgebaut ist.
- Im Abschnitt 5 ist ein **Melange vom Typ C1** aufgeschlossen, welches praktisch nur aus südpenninischen Elementen besteht. Eine Ausnahme bilden die Dolomitbreccie und die Chromit-freien Sandsteine, die linsenförmig eingespiesst sind.
- Der Abschnitt 7 kann als **Melange vom Typ D** klassifiziert werden. Die

Vermischung von südpenninischen und zentralpenninischen Elementen ist demnach auf den basalen Anteil der Arosa-Zone beschränkt.

Das Profil des Weissfluh Westgrates ist zusammen mit denjenigen am Rätchenjoch und am Urdenfürggli das vollständigste Profil in der Arosa-Zone. Im Gegensatz zu den beiden Profilen der Region Arosa sind an der Weissfluh die Elemente der ozeanischen Abfolge und des Kontinentalrandes klarer voneinander getrennt (d.h. südpenninische Lithologien sind vornehmlich unten und unterostalpine Elemente sind vorwiegend im oberen Profilverteil anzutreffen; vgl. Fig. A 19).

P.9. Profil Weissfluh Südwestflanke

Dieses Profil (Fig. A 24) wurde am auffälligsten Grat der SW-Flanke aufgenommen, und ist vor allem wegen des Auftretens von synsedimentären Ablagerungen interessant.

P.9.1. Profilbeschreibung Koord.: (779.400/190.000-779.350/189.950)

1. Der oberste Abschnitt besteht aus Breccien der Weissfluh-Serie, welche hier als praktisch reine Dolomitbreccien ausgebildet sind.
2. Darunter folgt wie in allen anderen Profilen der Weissfluh ein **tektonisches Melange vom Typ B** mit sehr grossen Linsen von Weissfluh-Breccie, die vor allem an der Basis und im Top konzentriert sind. Die über 20m mächtige Breccienabfolge im obersten Teil enthält grosse Quarzitlinsen, sowie Blöcke von Quarzit-dominierten Breccien. Das hier anstehende Melange unterscheidet sich jedoch im lithologischen Inhalt und in den Strukturen von den Profilen auf der Westseite der Weissfluh (siehe Profile 7 und 8).

Als Matrix können zwei Schiefertypen beschrieben werden, welche stellenweise klar voneinander abgegrenzt, andernorts jedoch intensiv miteinander verfaltet sind. Beide Matrixtypen enthalten unter anderem dünne, chaotisch deformierte Linsen von Sandsteinen der **Weissfluh-Serien 1 und 2**:

- Zum einen sind es gelborange anwitternde, hellgraue, kalkige, teilweise schwach sandige Schiefer mit bis zu 1m mächtigen Linsen von intraformationellen, polygenen, Kalk-dominierten synsedimentären Breccien (ähnlich Profil 8, vgl. Fig. A 25).
- Zum anderen handelt es sich um graubraun, teilweise grün anwitternde, schwach kalkige, glimmerreiche sandige Schiefer mit grünen Quarz-reichen Sandsteinen und lateral aukeilenden Linsen von turbiditischen Feinbreccien.

Im basalen Abschnitt dieses tektonischen Melanges ist ein grosser Block von

Profil 9: Weissfluh SW-Flanke



Fig. A24: Profil 9 (Weissfluh Südwestflanke)

Weissfluh-Breccie eingeschaltet.

3. Eine mächtige Serie von Allgäu-Kalken und -Schiefern, welche im Hangenden zwei grosse Linsen von Spatkalken enthalten, bilden den Abschluss dieses kurzen Profils.

P.9.2. Zusammenfassung und Interpretation

Im Profil an der Weissfluh Südwestflanke ist ein tektonisch stark überprägtes **Melange** vom **Typ B** ausgebildet, welches ausschliesslich aus unterostalpinen Elementen besteht und durch Einschaltungen von **syndimentären Breccien** auffällt.

Eine mächtige, tektonisch unversehrte Serie von **Allgäu-Kalken** tritt hier an die Stelle der ausgekeilten Hauptdolomitlinse (vgl. auch Weissfluh Südflanke) und grenzt das

tektonische Melange vom Typ B gegen unten ab.



Fig. A25: Intraformationelle Breccie mit gut erhaltenen Fliesstrukturen aus einem tektonischen Melange vom Typ B. Die Komponenten bestehen aus Dolomiten und verschiedenen triadischen und liasischen Kalken.

Profil Weissfluh Südwestflanke; Abschnitt 2

P.10. Profil Weissfluh Südflanke

An der gesamten Südflanke der Weissfluh sind im Liegenden der mächtigen Breccien der Weissfluh-Serie keine Aufschlüsse vorhanden. Erst beim Beginn des Grates, der in Richtung Süden gegen das Haupterhorn führt, setzen diese wieder ein.

In einer Runse konnte das folgende Profil (Fig. A 26) aufgenommen werden.

P.10.1. Profilbeschreibung Koord.: (779.600/189.650-779.550/189.600)

1. Breccien der Weissfluh-Serie bilden auch hier den obersten Abschnitt der untersuchten Abfolge.
2. Sie werden gegen unten von einem fast 100m mächtigen **Melange vom Typ B** abgelöst, wie es schon in den anderen Weissfluh-Profilen beschrieben wurde. Auffällig an diesem Melange sind folgende Beobachtungen:
 - Einzelne Linsen der Weissfluh-Breccie sind bis zu 10m mächtig und sehr reich an Kristallin-Komponenten.

Profil IO: Weissfluh S-Flanke

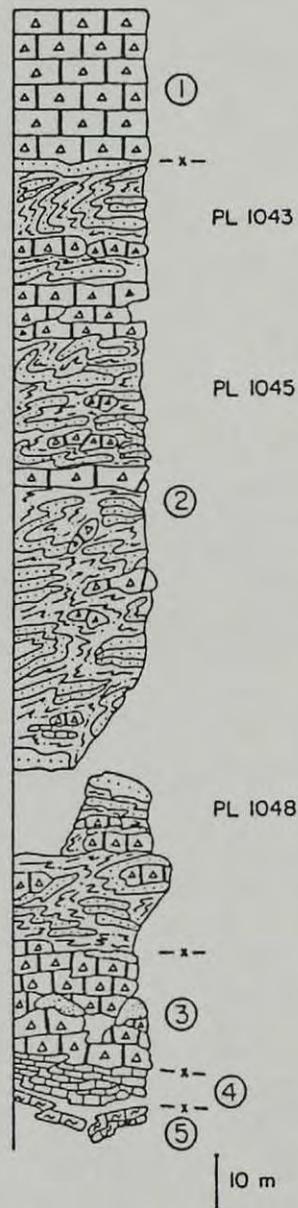


Fig. A26: Profil 10 (Weissfluh Südflanke)

- Die Breccien sind teilweise gradiert und enthalten Linsen von Sandsteinen.
 - Glimmer-reiche Feinbreccien sind als kleine Linsen eingeschaltet.
 - Alle Sandsteine (PL 1043, 1045, 1048) gehören zur Population der **Weissfluh-Serie 1**.
3. Im Liegenden des Melanges folgt eine ca 15m mächtige Linse von Weissfluh-Breccie mit grossen, hellen Quarzitblöcken.
 4. Darunter ist eine Serie von gutgebankten Calpionellenkalken eingeschuppt, die sehr stark verfaltet sind.
 5. Einige Blöcke von hellgrau anwitternden, grauen fleckigen Allgäu-Kalken? bilden die Basis dieses Profils.

P.10.2. Zusammenfassung und Interpretation

Das äusserst mächtige **Melange vom Typ B** wird durch einzelne Einspiessungen von Weissfluh-Breccien in mehrere Abschnitte unterteilt. Diese Breccienlinsen haben teilweise beträchtliche Ausmasse und lassen sich lateral über weitere Distanzen in Richtung Haupterhorn verfolgen.

Zusätzlich zu den Allgäu-Kalken schiebt sich an der Basis dieses Profils eine Linse von **Calpionellenkalken** ein, wie sie sonst an der Weissfluh nirgends beobachtet werden konnte.

P.11. Profil Haupterhorngrat

Am Grat der von der Weissfluh in Richtung Haupterhorn verläuft (hier Haupterhorngrat genannt) kann in einer Runse an der Westflanke unterhalb des Punktes 2570m ein sehr interessantes Profil (Fig. A 27) beschrieben werden.

P.11.1. Profilbeschreibung Koord.: (779.425/189.000-779.275/188.950)

1. Die Gipfelpartie des Punktes 2570m wird durch Dolomit-dominierte Breccien der Weissfluh-Serie gebildet. Auffällig ist ein tektonisch eingespiesster Keil eines dünnbankigen, plattigen, glimmerreichen Sandsteins vom Typ **Verspala-Flysch 1** (PL 1807).
2. Es folgt eine mächtige Serie von dünnbankigen, stark verfalteten, gegen unten dickbankigen, massigen Kieselkalken und Sandkalken der Allgäu-Formation. Linsen einer sedimentären Breccie, die vorwiegend aus sehr kleinen Dolosparit- und Dolomikrit-Komponenten besteht, sind eingeschaltet. Vereinzelt sind in dieser Breccie auch grössere (>1cm) Komponenten von Dolospariten mit schön ausgebildeten Druckschwänzen zu beobachten.
3. Nach einer kleinen Aufschlusslücke kann im unteren Teil des Profils ein mehr als 100m mächtiges **tektonisches Melange vom Typ C1** beobachtet werden, welches durch eine grosse Ophicalcitlinse in zwei Unterabschnitte geteilt wird:
 - 3a. Im oberen Teil dominiert eine stark tektonisierte, chaotisch verfaltete Serie von Flyschsandsteinen, Palombini-Kalken und Ophicalciten, welche in isoklinal verfaltete Palombini-Kalke mit Dolomit-reichen, grobsandigen, meist gradierten Einschaltungen übergeht.
An der Basis stehen vorwiegend gelblich anwitternde, massige Sandsteine an, welche zum Teil amalgamiert und in Lavagna ähnlichen Schiefnern chaotisch verfaltet sind. Bei diesen Sandsteinen handelt es sich um **Verspala-Flysch 1** (PL 1091, 1096), wie er schon von der

Profil II: Haupterhorngrat

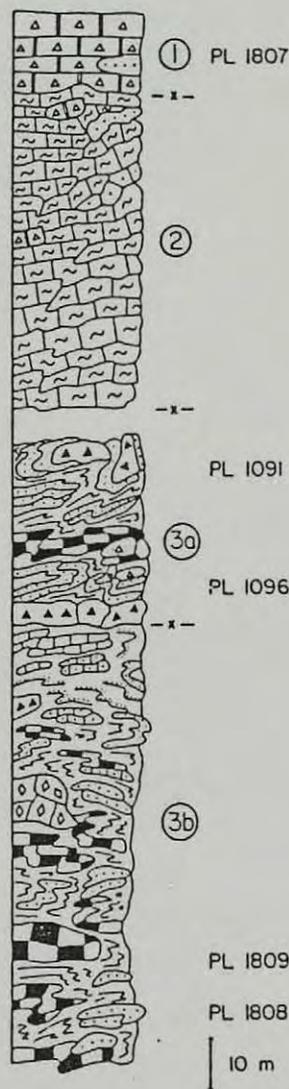


Fig. A27: Profil 11 (Haupterhorngrat)

Schwerzi her bekannt ist.

Wenige m weiter nördlich auf gleicher Höhe ist eine grosse Linse einer Kristallinbreccie aufgeschlossen (grünliche Glimmerschiefer bis -Gneise). In dieser Breccie stecken grosse Komponenten von gelb anwitternden Dolomiten und Dolomitbreccien (mit Quarzitlinsen), sowie dünne Bänke von dunklen, Glimmer-reichen Sandsteinen. Diese Sandsteine gehören nach ihrem Gehalt an L_{vh} -Komponenten und wegen ihres kleinen Chromit-Anteils zur Population des **Hörnli-Flysches**.

3b Unter der mächtigen Opicalcitlinse folgt zuerst eine dünnbankige Schiefer-reiche, Sandstein-arme Abfolge aus Kalken und Sandkalken (ev. z.T. Allgäu-Kalke?) und dünnen Einschaltungen von intraformationellen Breccien (Dolomit-dominiert). Gegen unten beobachtet man eine Zunahme von Palombini-Kalken und Opicalcit-Linsen.

Auf der rechten Seite der Runse ist ein grosser Block einer Kristallinbreccie eingeschlossen (vgl. oben). Darunter folgt eine tektonisch intensiv überprägte Mischzone, die aus vorwiegend dickbankigen Palombini-Kalken und untergeordnet aus Sandstein-Linsen aufgebaut ist. Folgende Flysch-Populationen konnten identifiziert werden:

-Hörnli-Flysch: z.B. PL 1809.

-Schwerzi-Flysch: z.B. PL 1808.

P.11.2. Zusammenfassung und Interpretation

In diesem Profil fehlt das mächtige **Melange vom Typ B**, welches in allen übrigen Profilen an der Weissfluh unter den Breccien der Weissfluh-Serie vorkommt. Die Weissfluh-Breccien weisen hier lediglich eine geringe Mächtigkeit auf und enthalten eine tektonisch eingespiesste Linse von **Verspala-Flysch 1**.

Eine mächtige Serie von Allgäu-Schiefern und -Kalken trennt die mitteljurassischen Breccien von einem tektonischen Melange ab, das vorwiegend aus südpenninischen Elementen besteht. Palombini-Kalke und verschiedene Chromit-haltige Flyschsandsteine sind die dominierenden Lithologien. Auffällig ist im weiteren das Auftreten einer Breccie, welche ausschliesslich aus Kristallin-Komponenten besteht und dem unterostalpinen Faziesraum zugeordnet werden kann.

Zusammenfassung der Profile aus der Region Gotschna-Weissfluh-Haupterhorn (Profile 6 - 11)

Die hier vorgestellte Region des oberen Prättigaus bildet, was die Arosa-Zone anbelangt, eine Verbindung zwischen den Typus- und Hauptverbreitungsgebieten der bedeutenden Flysche im Rätikon (**Verspala-Flysch**) und denen der Region Arosa (**Hörnli-Flysch, Urden-Flysch**).

An der Weissfluh ist eine mächtige verkehrtliegende Schuppe aus unterostalpinen Lithologien zwischen die Ophiolithe der Totalp oben und die verschiedenen tektonischen Melanges unten eingeschaltet.

Die meisten Profile führen bedeutende Anteile an mitteljurassischen Breccien (**Weissfluh-Serie**) und die damit assoziierten Chromit-freien Sandsteine. Die grosse Ähnlichkeit in der petrographischen Zusammensetzung dieser Sandsteine ist bemerkenswert und macht eine Unterscheidung im Feld unmöglich.

Das Auftreten von intraformationellen Breccien in der Allgäu-Formation deutet auf ein akzentuiertes Relief im Bereich des jurassischen unterostalpinen Kontinentalrandes hin. Bemerkenswert ist die geringe Verbreitung von pelagischen post-Radiolarit-Sedimenten (Calpionellen- kalken, Palombini-Kalken) im Vergleich zur Gegend um Arosa (Ausnahme Gotschnaboden).

Tektonische Melanges vom Typ B haben eine grosse Bedeutung und sind in den meisten Profilen des Weissfluh-Haupterhorn-Komplexes vorhanden. **Tektonische Melanges vom Typ C** kommen in einigen Profilen vor und sind dort in der Regel durch tektonische Schuppen aus unterostalpinen Lithologien (Hauptdolomit, Allgäu-Kalke) von den tektonischen Melanges vom Typ B abgetrennt.

Profile der Region Arosa

In der Gegend von Arosa sind die für unsere Problemstellung interessanten Profile meist im oberen Teil der hier sehr mächtigen Arosa-Zone aufgeschlossen. So liegen klassische Lokalitäten, wie der Hörnligrat und das Urdenfürggli unmittelbar im Liegenden der Überschiebung der unterostalpinen Decken.

Die lithologische Zusammensetzung und der tektonische Baustil der Arosa-Zone in der Region von Arosa weicht von den Verhältnissen bei Davos in verschiedenen Punkten deutlich ab.

Grosse Kristallin- und Dolomitmassen unterostalpiner Provenienz bilden den basalen Anteil der Arosa-Zone (Weisshorn). An der Weissfluh bei Davos sind diese Elemente im oberen Teil der Arosa-Zone verbreitet. Doggerbreccien (Weissfluh-Serie) sind in den Arosen Profilen nur als Komponenten von tektonischen Melanges erhalten. Ophiolithe sind mit Ausnahme der Pillow-Basalte, welche das Hörnli aufbauen und vereinzelt als Blöcke im hangenden Anteil der Arosa-Zone eingespießt sind, nicht in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen. In den meisten Profilen bilden tektonische Melanges unmittelbar im Liegenden der unterostalpinen Überschiebung den Top der Arosa-Zone.

Bisherige Arbeiten

STEINMANN (1898) erkannte die Wichtigkeit der Überschiebungstektonik für den Aufbau des Plessurgebirges bei Arosa. Er schuf mit der Aufteilung in 3 tektonische Einheiten (Klippen-, Breccien-, Rhätische-Decke) die Grundlagen für eine Kartierung und eine stratigraphische Gliederung der Region Arosa, wie sie von HOEK (1903, 1906) vorgenommen wurde.

GRUNAU (1949) übernahm weitgehend die stratigraphische Einteilung von CADISCH, welche dieser hauptsächlich in der Region Davos aufgestellt hatte. Er glaubte, dass in der Arosa-Zone eine durchgehende Schichtreihe vom Palaeozoikum bis in die Oberkreide entwickelt ist, und nahm eine Unterteilung in 2 tektonische Abschnitte vor:

- Der untere Teil wird als **Unterbau** beschrieben und besteht aus einer Verschuppung von Hauptdolomiten und Tonschiefern mit Breccien und

Sandsteinen.

- Den oberen Abschnitt, den sogenannten **Oberbau** stellte GRUNAU (1921) als komplexen Schuppenbau dar, welcher sämtliche Lithologien der Arosa-Zone enthält. Der Grossteil, der in dieser Arbeit beschriebenen Profile stammt aus dem Oberbau (sensu Grunau).

GREEN (1982) kartierte den Hörnligrat neu und nahm eine klare Aufteilung der südpeninischen und unterostalpinen Lithologien vor.

Profile In den Planggen, Plessur und Heitenwaldi

Gut erhaltene Aufschlüsse, welche verschiedene Flysch-Sandsteine enthalten, findet man in den Bachrinsen der Plessur zwischen dem Aelpli- und dem Schwellisee, sowie an den Abhängen bei "Heitenwaldi" und "In den Planggen".

Bisherige Arbeiten

CADISCH (1922) hat auf der Geologischen Karte die beiden Aufschlüsse bei Heitenwaldi als Maraner Breccie eingezeichnet (siehe unten). Im Bachprofil der Plessur hat er hauptsächlich mesozoische Schiefer, Kristallinelemente und eine Linse von Radiolarit unterschieden. Die Sandsteine im Aufschluss "In den Planggen" ordnet er dem Saluvertypus zu.

GRUNAU (1949) beschrieb aus der Plessur oberhalb des Schwellisees eine Wechsellagerung von kalkigen, mergeligen, tonigen Schiefen und kalkigen Sandsteinen. In den Ton- und Kieselschiefen, des nach GRUNAU (1949) über 150m mächtigen Aufschlusses "In den Planggen" fand dieser Autor Sandsteine und Kalkserpentine (Ophicalcite?).

P.12. Profil In den Planggen

Am Hang über dem Schwellisee in Richtung Mittagslücke ist zwischen den Lokalitäten "Mutta" und "In den Planggen" eine sehr mächtige, teilweise schwer zugängliche, stark tektonisierte Schiefer-Sandstein-Abfolge aufgeschlossen.

In einer Runse konnte ein Profil (Fig. A 28) aufgenommen werden, welches verschiedene Typen von Flysch-Sandsteinen enthält.

Profilbeschreibung Koord: (768.800/181.400-769.000/181.300)

1. Die Basis bildet ein **tektonisches Melange vom Typ A**, bestehend aus hell bis dunkelgrauen, kalkfreien Schiefen mit schwarzen, stark zerscherten Kalken.

Profil 12: In den Planggen

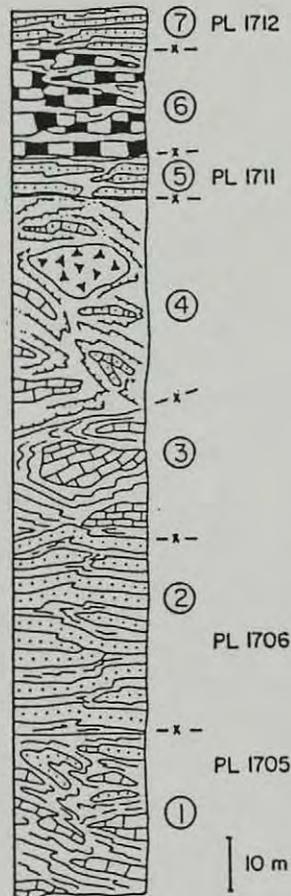


Fig. A28: Profil 12) In den Planggen)

Gegen oben sind zunehmend Linsen von gelbbraun bis rotbraun anwitternden, dunklen feinkörnigen Sandsteinen des **Urden-Flysches** (PL 1705) eingeschaltet.

2. Es folgt eine sehr mächtige Serie von stark verfalteten, teilweise amalgamierten Sandsteinen der Population **Hörnli-Flysch**.
3. Im Hangenden schliessen schwarze, kalkfreie Phyllite (Lavagna-ähnlich) an, welche einen Megaboudin aus Calpionellenkalk enthalten.
4. Darüber folgt ein **tektonisches Melange vom Typ A** mit sehr dunklen, kalkigen, teilweise auch sandigen Schiefnern, welche stark verfaltete Linsen von dunklen Sandkalken, orangegelb anwitternden Kalken und Opicalciten enthalten. Typische Flysch-Sandsteine konnten jedoch keine gefunden werden.
5. Dieses Melange wird durch rötlichbraun anwitternde, graue, feinkörnige Sandsteine des **Verspala-Flysches 1** überlagert (PL 1711).
6. Darüber schalten sich stark tektonisierte Palombini-Kalke ein.
7. Sandsteine des **Verspala-Flysches 1** (PL 1712) bilden den oberen Abschluss des Profils.

P.13. Profil Plessur 1

Dieses Profil (Fig. A 29) ist im Hauptbach der Plessur zwischen dem Schwelli- und dem Aelplisee unterhalb "Arven" vorwiegend am rechten Bachufer aufgeschlossen.

Profilbeschreibung Koord.: (768.600/181.200-768.675/180.875)

1. An der Basis stehen dickbankige, normalliegende, teilweise amalgamierte Flysch-Sandsteine (PL 507) der Population **Hörnli-Flysch** (Fazies C1 und C2) an, welche meist dunkle, kalkfreie Schiefer-Zwischenlagen enthalten.
2. Darüber folgt ein **tektonisches Melange vom Typ A**, welches im Bach selbst, sowie am Hang unterhalb des Pumpenhauses ansteht. In einer Matrix aus grauen bis schwarzen, sandig-kalkigen Schiefen sind folgende Komponenten intensiv verfaultet:
 - Ophicalcit und Ophicalcitbreccie
 - Palombini-Kalke (vor allem im unteren Teil)
 - graue, turbiditische Kalke
 - graue, sandige Kalkarenite: **Urden-Flysch** (PL 770, 1006)
 - grosse (>1m) Linsen von graugrünen Sandsteinen: **Hörnli-Flysch** (PL 1571).
3. Im Hangenden dieses Melanges folgt ein ophicalcitreiches **tektonisches Melange vom Typ C1**, welches in verschiedenen isolierten Aufschlüssen ansteht. Als Matrix dienen massive, sandige, teils sehr helle, teils fast schwarze, meist kalkfreie phyllitische Schiefer. Die meist stark verfalteten und teilweise boudinierten Komponenten dieses Melanges bestehen aus folgenden Lithologien:
 - Gneise
 - Dolomite, welche lateral in eine Dolomit-Breccie übergehen
 - Ophicalcite und Ophicalcitbreccien
 - Hornsteine und Radiolarite
 - Calpionellen- und Palombini-Kalke
 - Kalkarenite: **Urden-Flysch** (PL 1577, 1581)
 - graue, lithische Sandsteine: **Schwerzi-Flysch** (PL 1010, 1575)
 - untergeordnet findet man auch Einschaltungen von stark sandigen Mergelschiefen, welche vor allem laminierte, turbiditische Sandkalke enthalten.

Den oberen Abschluss dieses Melanges bildet eine Linse von schwarzen Schiefen mit Blöcken von **Urden-Flysch** (PL 1578).
4. Darüber folgt nach einer Aufschlusslücke eine verkehrtliegende, stark tektonisierte Linse von hellen Kieselschiefen und Hornsteinen der Radiolaritgruppe, gefolgt von Calpionellenkalken.

Profil 13: Plessur I

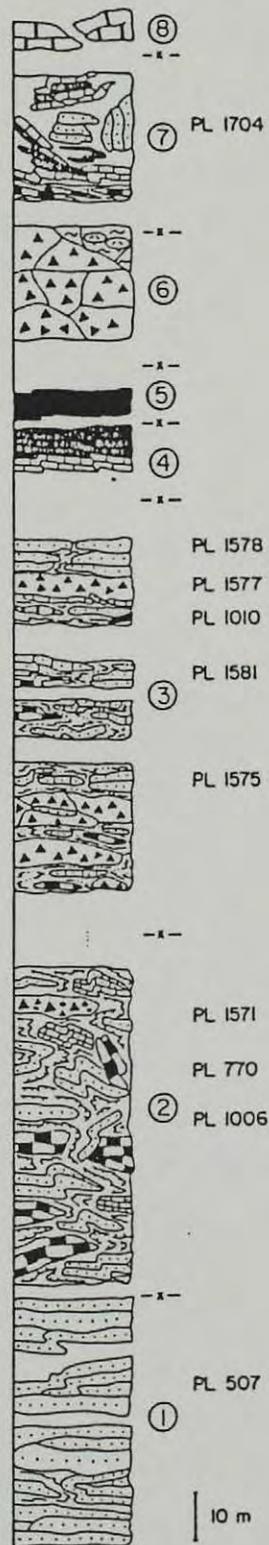


Fig. A29: Profil 13 (Plessur 1)

5. Im Hangenden schliessen schwarze, stark zerscherte, kalkfreie phyllitische Lavagna-Schiefer an.
6. Nach einer weiteren Aufschlusslücke stehen Ophicalcite, weiter oben Serpentine und einzelne Pillow Basalte an.
7. Eine Radiolarit/Radiolaritschiefer/Calpionellenkalk-Mischzone mit einzelnen Blöcken von Palombini-Kalken an der Basis bildet den Top der Arosa-Zone. Keilförmig sind zudem mehrere grosse Blöcke von massigen Sandsteinen des Hörnli-Flysches (PL 1704) eingeschaltet. Vereinzelt sind diese Flyschsandsteine auch als Linsen in einer zerscherten Schiefer-Matrix erhalten.

8. Blöcke von Hauptdolomit, sowie Arlberg-Kalk und -Dolomit bilden die Basis der ostalpinen Überschiebungsmasse.

P.14. Profil Plessur 2

Dieses kurze Profil (Fig A 30) ist im nächst westlichen kleinen Seitenarm der Plessur aufgeschlossen.

Profilbeschreibung Koord.: (768.550/181.250-768.475/181.075)

1. In der Talsohle ist ein grosser, wahrscheinlich verrutschter Block aus stark tektonisierten grauen Kalkschiefern und Kalken (möglicherweise Calpionellenkalke) mit Linsen von grünen Hornsteinen, boudinierten Dolomiten und dunklen Sandsteinen des **Schwerzi-Flysches** (PL 512) aufgeschlossen.

Profil 14: Plessur 2

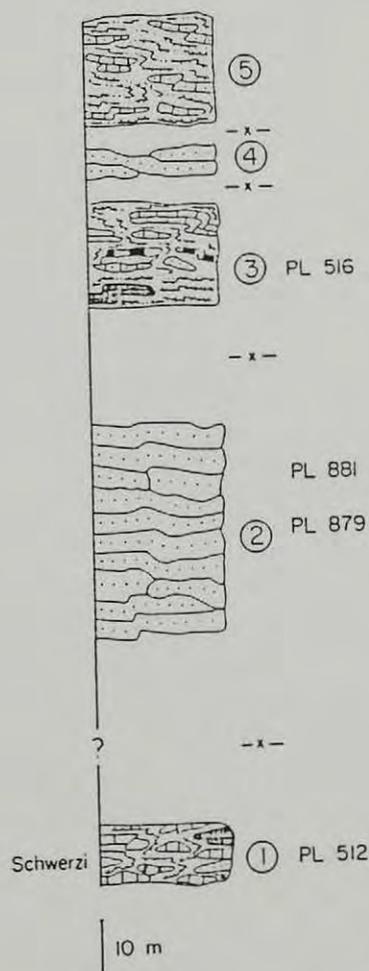


Fig. A30: Profil 14 (Plessur 2)

2. Nach einer Aufschlusslücke folgt eine mächtige Abfolge von meist sehr dickbankigen (bis zu 2m), amalgamierten, lithischen Sandsteinen mit Zwischenlagen von schwarzen, kalkfreien Schiefen. Bei diesen Sandsteinen handelt es sich um **Hörnli-Flysch** (PL 879, 881). Einzelne Turbiditbänke (Fazies

C1 und C2) zeigen "coarse tail grading".

3. Darüber schliesst ein **tektonisches Melange vom Typ A** an, welches in einer sandig kalkigen Matrix meist kleine, ausgezogene Blöcke von folgenden Lithologien einschliesst:
 - grüne Radiolarite
 - Calpionellenkalke und gelb anwitternde Palombini-Kalke
 - graue, kalkige Sandsteine mit Serpentschmitzen und Chromit (vgl Profil 27)
 - graugrüne, feinkörnige Kalkarenite mit dunklen Tongallen: **Urden-Flysch** (PL 516)
4. Im Hangenden dieses Melanges sind massive, normalliegende, amalgamierte Flyschsandsteine aufgeschlossen. Es handelt sich dabei wieder um **Hörnli-Flysch**. In den mittelgroben Sandsteinen fallen dispers verteilte, feinkonglomeratische Komponenten (O_m , Q_p , Q_T , Dol.) auf.
5. Den Abschluss dieses Profils bilden mehrere kleine Aufschlüsse von hell bis mittelgrauen, selten schwarzen sandigen Kalkschiefern, in die Linsen der folgenden Elemente eingeschlossen sind:
 - graue, sandige Kalke
 - Calpionellenkalke
 - graue Kalkarenite: **Urden-Flysch**

P.15. Profil Heitenwaldi

Bei der Lokalität Heitenwaldi über dem Weg, der von Arosa gegen den Schwellensee führt, bilden zwei markante Aufschlüsse ein Profil (Fig. A 31), welches vor allem wegen einer sedimentären Ablagerung des Typs pebbly mudstone von Bedeutung ist.

Profilbeschreibung Koord.: (768.250/181.450-768.325/181.225)

a) Aufschluss Nord

1. Zuunterst ist ein **tektonisches Melange vom Typ C1** aufgeschlossen. In der schwarzen phyllitischen Matrix sind verschiedene Linsen und Blöcke folgender Lithologien enthalten:
 - quarzitisches Gneise
 - gelb anwitternde dunkle Kalke
 - massive, dunkle Kalkarenite: **Urden-Flysch** (PL 1000)
2. Darüber steht ein **pebbly mudstone** (Olisthostrom) an, der meist kleine kantengerundete bis gut gerundete Linsen verschiedenster Lithologien enthält, die in einer sehr harten, zur Hauptsache kalkfreien Schiefermatrix schwimmen.
 - grüne Gneise und helle Quarzite

Profil 15: Heitenwaldi

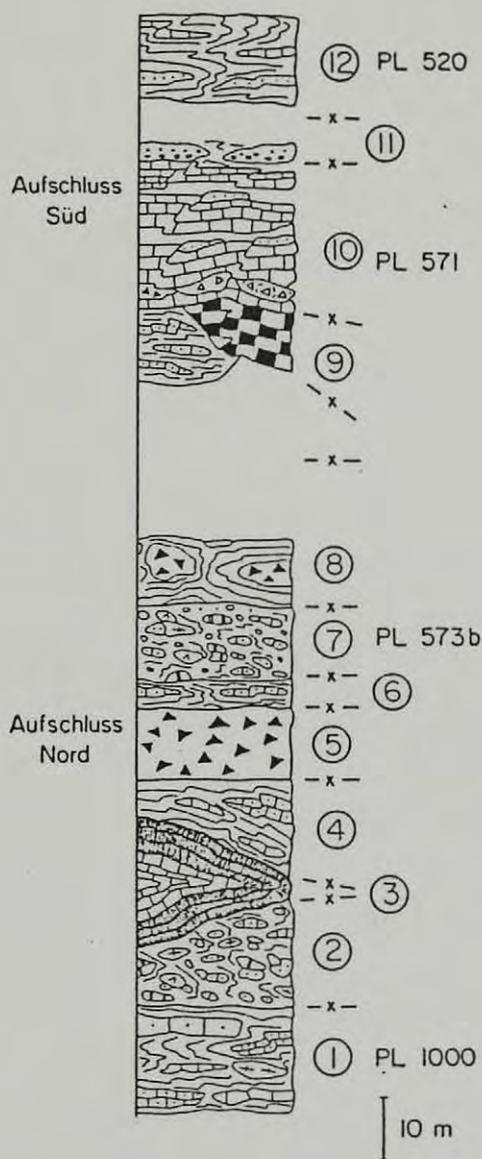


Fig. A31: Profil 15 (Heitenwaldi)

- dunkle Dolomite
- dunkle, kieselige und helle, mikritische Kalke
- grobe Spatkalke mit Dolomitgeröllen und Pekten
- graue Sandkalke

Stellenweise wird die Grundmasse durch tonreiche, kalkige Silte mit grobsandigen Vulkanit- und Quarz-Komponenten gebildet. Der Olisthostrom kann in einem höheren Abschnitt des Profils nochmals beobachtet werden (vgl. Abschnitt 7.)

3. Es schliesst eine sehr enge, liegende Radiolaritfalte mit Calpionellenkalcken im Kern an.
4. Weiter oben folgen schwarze, kalkfreie Schiefer mit vereinzelt Linsen von stark zerscherten Kalken und Sandkalken.
5. Im Hangenden schliesst eine Linse von stark zerscherten Ophicalciten an.
6. Dieser Abschnitt ist dem unter Abschnitt 4 beschriebenen äquivalent.
7. Die Serie im Hangenden wird durch denselben pebbly mudstone wie Abschnitt 2 gebildet, enthält jedoch zusätzlich vereinzelt Sandkalk-Linsen, die dem Urden-Flysch zugeordnet werden können (siehe PL 573b).

8. Zuoberst sind schwarze, kalkfreie Schiefer mit Blöcken von Ophicalcit aufgeschlossen.

Aufschluss Süd:

9. Im Ostteil besteht die Basis aus schwarzen Schiefen mit Kalkareniten und verkieselten Silten bis Feinsanden. Im Westteil hingegen sind massige Palombini-Kalke aufgeschlossen
10. Darüber folgen Calpionellenkalke mit eingefalteten Linsen von feinturbiditischen Sandsteinen (Fazies C₂-D₁), Feinbreccien und Ophicalcit. Die Sandsteine gehören zur Population des **Urden-Flysches** (PL 571). Die Feinbreccien führen grosse Anteile von verschiedenen Dolomit- und verkieselten Kalk-Komponenten.
11. Weiter oben sind mehrere Linsen von grobkörnigen Sandsteinen bis feinen Konglomeraten (Urden-Flysch?) mit Zwischenlagen von plattigen Kalken und Kalkareniten erhalten.
12. Nach einer Aufschlusslücke folgen in einem kleinen Bach Tonschiefer mit dünnen, intensiv verfalteten Bändern von sandigen Kalken und Sandsteinen (PL 520) vom Typ **Schwerzi-Flysch**, daneben fallen dunkelgraue Kalke auf. Wahrscheinlich war diese tektonisch stark überprägte Serie ehemals ebenfalls **sedimentären Ursprungs**, was durch Fliesstrukturen in der Matrix und duktil verfaltete Kalklinsen angezeigt wird.

Zusammenfassung und Interpretation der Profile 12 - 15

Das auffälligste Merkmal aller Profile aus der Umgebung des Schwellisees ist das Vorherrschen von südpenninischen Elementen. Lithologien (unter)ostalpinen Provenienz, in Form von kleinen Blöcken von Dolomiten, Dolomitbreccien und saurem Kristallin, treten nur sehr untergeordnet in tektonischen Melanges auf. Dies trotz der Lage dieser Profile unmittelbar im Liegenden der Überschiebung der ostalpinen Einheiten.

Bemerkenswert ist die Variabilität der verschiedenen Flysch-Populationen, von denen der **Urden-Flysch**, der **Hörnli-Flysch** und der **Verspala-Flysch 1** vorhanden sind. Der **Hörnli-Flysch** ist an der Basis von stark zerscherten tektonischen Melanges gut erhalten und erreicht in den beiden Plessur Profilen eine bemerkenswerte Mächtigkeit (ca. 45m).

Die Tatsache, dass der **pebbly mudstone** von Heitenwaldi Sandsteine des **Urden-Flysches** als Komponenten enthält, deutet darauf hin, dass diese sedimentäre Ablagerung relativ spät, wahrscheinlich erst in der Oberkreide gebildet wurde.

Profile am Grat nördlich Verborgene Wäng

Vom Hörnligrat zieht auf der Höhe der Skiliftstation ein Grat gegen Osten, dessen Nordflanke hauptsächlich aus Pillow-Basalten, Radiolariten und Calpionellenkalcken aufgebaut ist.

Bisherige Arbeiten

Schon HOEK (1903/1906) fielen die Kristallinbreccien auf, welche im unteren Teil dieses Grates vorkommen und er ordnete diese dem Verrucano zu. CADISCH (1922) vermutete, dass einzelne dieser Kristallinbreccien kretazischen Alters sein könnten. GRUNAU (1949) beschrieb die Komponenten der Breccien ausführlich, und kam zum Schluss, dass es sich dabei um eine palaeozoische Bildung aus Kristallinelementen handelt, welche der Aroser Schuppenzone zuzuordnen sind.

GRUNAU (1949) glaubte in diesem Grataufschluss die Bestätigung seiner Ansicht zu finden, dass die Calpionellenkalke (Aptychenkalke) älter sind als die Radiolarite.

GREEN (1982) zeigte in mehreren Profilen den tektonischen Kontakt zwischen verkehrtliegenden pelagischen Sedimenten, einer polygenen Breccie bzw. Ophiolithbreccie und einem Zug von Pillow Basalten.

P.16. Profil Verborgene Wäng 1

Ganz im Westen des Grates wurde das folgende Profil (Fig A 32) aufgenommen:

Profilbeschreibung Koord.: (767.450/181.700-767.375/181.475)

1. Dünnbankige Calpionellenkalke mit mächtigen Pelitzwischenlagen bilden die Basis des Profils.
2. Rote Radiolarite und graue mikritische Kalke, welche mit roten, leicht kieseligen Schiefen assoziiert sind, bilden zusammen mit Abschnitt 1 eine verkehrtliegende Abfolge.
3. Diese Abfolge wird von roten, gegen oben grünen, dünnbankigen Radiolariten und Kieselschiefen abgelöst.
4. Im Hangenden sind wiederum Calpionellenkalke aufgeschlossen.
5. Ueber diesen Calpionellenkalcken folgen rote Radiolarite, welche mit diesen zusammen wiederum eine verkehrtliegende Abfolge bilden.
6. Darüber ist eine Ophicalcitbreccie mit Einschaltungen einer polygenen sedimentären Breccie aufgeschlossen.
7. Graue bis schwarze Lavagna-ähnliche Schiefer und mikritische Kalke folgen im

Profil 16: Verb. Wäng 1

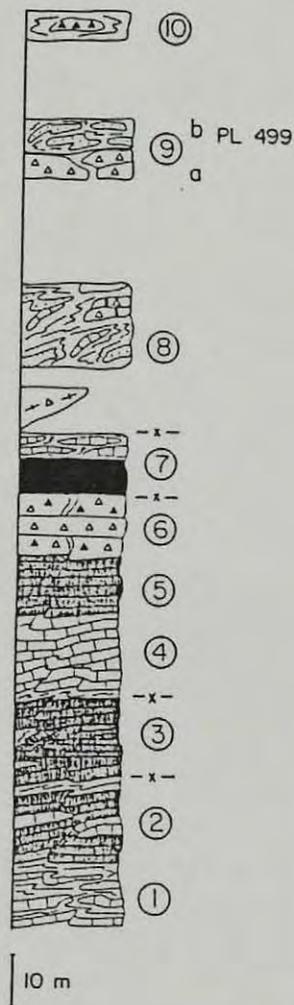


Fig. A32: Profil 16 (Verborgene Wäng 1)

Hangenden dieser Ophiolithe.

8. Auf beiden Seiten eines kleinen Tälchens ist ein **tektonisches Melange vom Typ C** erhalten, das in einer Matrix aus grauen, massigen, kalkfreien Schiefern folgende Komponenten enthält:

- dunkle, teilweise stark verwitterte Dolomitbreccie
- hellgraue, mikritische Kalke
- diverse Sandsteine:
 - grüne Quarzite ($L_{vh} > L_m$; keine L_{sed})
 - mikroturbiditische Silte bis Feinsande (Quarz-Chlorit-Hellglimmer - Aggregate mit viel Chromit)
 - grobe Sandsteine, in welchen L_{sed} -Klasten (Dolomite) dominieren über L_{vh} -Komponenten dominieren

All diese Sandsteine lassen sich in keine der bekannten Populationen einordnen.

9. a) Darüber folgt einerseits eine relativ grobe Breccie, die in einer grauen bis schwarzen, kalkfreien Schiefermatrix boudinierte Linsen von folgenden Lithologien

enthält:

-graue, teils gelb anwitternde Kalke

-Dolomite

-grüne Hornsteine

-graue Silte bis Feinsande (Chromit-haltig; $L_{sed} > L_{vh}$; nicht auszählbar)

Im basalen Abschnitt enthält diese stark tektonisierte Breccie kleine elongierte Sandsteinlinsen des **Urden-Flysches**.

b) Daneben können stark verfaltete, normalliegende, turbiditische kalkige Sandsteine der Fazies C2 und D1 beobachtet werden.

Diese Sandsteine sind durch ein Chromit-dominiertes Schwermineral-Spektrum und den hohen Anteil der Dolomitkomponenten charakterisiert und gehören ebenfalls zum **Urden-Flysch** (PL 499).

10. Nach einer Aufschlusslücke schliessen kleine, isolierte Linsen von schwarzen Schiefen mit Opicalcitblöcken das Profil ab.

P.17. Profil Verborgene Wäng 2

Als weiteres Beispiel aus dem Grat nördlich Verborgene Wäng wird ein kurzes Profil (Fig. A 33) beschrieben, welches neben Ophiolithen und pelagischen Sedimenten auch einen wichtigen Flysch enthält.

Profilbeschreibung Koord.: (767.850/181.750)

1. Grosse Opicalcit-Blöcke bilden die Basis des Profils
2. Diese Opicalcite werden von schwarzen, kalkigen Schiefen mit dünnen, gelb anwitternden Kalklinsen und Blöcken einer Opicalcit-Breccie überlagert. Wenige m weiter östlich dieses Profils kann eine ähnliche Breccie beobachtet werden, die neben Linsen von Opicalciten und Opicalcitbreccien etc. auch eine grosse Komponente eines turbiditischen Sandsteins enthält (vgl. Fig A 34).
3. Darüber folgen Calpionellenkalke.
4. Die pelagischen Kalke werden von einer Wechsellagerung von grünen bzw. roten Radiolariten und schwarzen kalkigen Schiefen mit Linsen von Kalken abgelöst (siehe unten).
5. In Hangenden sind zwei Linsen einer polygenen Breccie mit Sandsteinen, hellen mikritischen Kalken sowie dunklen schiefrigen Kalken aufgeschlossen. Dazwischen ist eine Radiolaritlinse eingeschuppt.
6. Es folgen Palombini-Kalke und dünne Radiolaritbänkchen.

Profil 17: Verb. Wäng 2

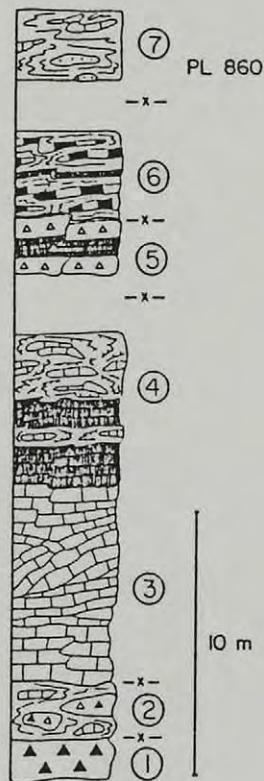


Fig. A33: Profil 17 (Verborgene Wäng 2)

7. Zuoberst stehen schwarze bis dunkelgraue, leicht kalkige Schiefer mit Linsen von grauen mikritischen Kalken und grauen Sandsteinen an. Die Chromit- sowie L_{Vh}/L_m -dominierten Sandsteine (PL 860) gehören zur Population des **Schwerzi-Flysches** und enthalten eine gut erhaltene Mikrofauna des **oberen Cenomanian und unteren Turonian** (vgl 5.1.).

Zusammenfassung und Interpretation

Der Grat nördlich Verborgene Wäng wird durch eine sehr mächtige, tektonisch wenig gestörte Ophicalcit-Radiolarit-Calpionellenkalk-Abfolge gebildet, wie sie in der Arosa-Zone sehr selten vorkommt. Die ganze Serie liegt stellenweise verkehrt. In gewissen Abschnitten sind Einschaltungen von Palombini-Kalken und Flysch-Sandsteinen zu beobachten.

Im Profil Verborgene Wäng 1 sind Sandsteine des Urden-Flysches, sowohl als stark verfaltete Bänke, als auch als Komponenten einer tektonischen Breccie erhalten. Auffällig ist dabei der hohe Gehalt dieser Sandsteine in der Breccie. Eventuell fand während der Überschiebung der unterostalpinen Decken über die Arosa-Zone eine in situ Breccierung einer Serie statt, die vorwiegend aus Urden-Flysch aufgebaut war.



Fig. A34: Polygene Breccie mit grossen Komponenten eines turbiditischen Sandsteins (links), sowie von Ophicalcit, z. T. Ophicalcitbreccie (unten links), Serpentin, dunklem, mikritischem Kalk und Kalkarenit.

Grat nördlich Verborgene Wäng

Diese Serie folgt heute mit einem tektonischen Kontakt über einem tektonischen Melange mit Dolomitbreccie und verschiedenen Sandsteinen. Die geringmächtige Flysch-Einschaltung im Gratprofil 2 (**Schwerzi-Flysch**) konnte mit Foraminiferen ins obere **Cenomanian bis untere Turonian** gestellt werden (vgl. Kapitel 5.).

P.18. Profil Hörnligrat (Plattenhorn-Tschirpen)

Das, durch den markanten Pillow-Basalt-Block des Hörnli charakterisierte Profil wurde auf dem Grat (Hörnligrat) aufgenommen, welcher vom Punkt 2555 östlich des Plattenhorns bis zum Fuss des Tschirpen verläuft (vgl. Fig A 35, A 36).

P.18.1. Profilbeschreibung Koord.: (767.075/183.150-766.600/181.550)

1. Das Profil beginnt mit einer Wechsellagerung von Calpionellenkalken (vereinzelt mit Hornsteinlagen), Palombini-Kalken und stellenweise graugrün bis schwarz anwitternden, dunkelgrauen bis schwarzen Lavagna-Schiefern?, welche Linsen von Palombini-Kalken enthalten.

Diese Serie ist vorwiegend am sehr steil abfallenden Nordhang des Grates aufgeschlossen und wird an gewissen Stellen von Hauptdolomit unterlagert.

Profil 18: Hörnligrat

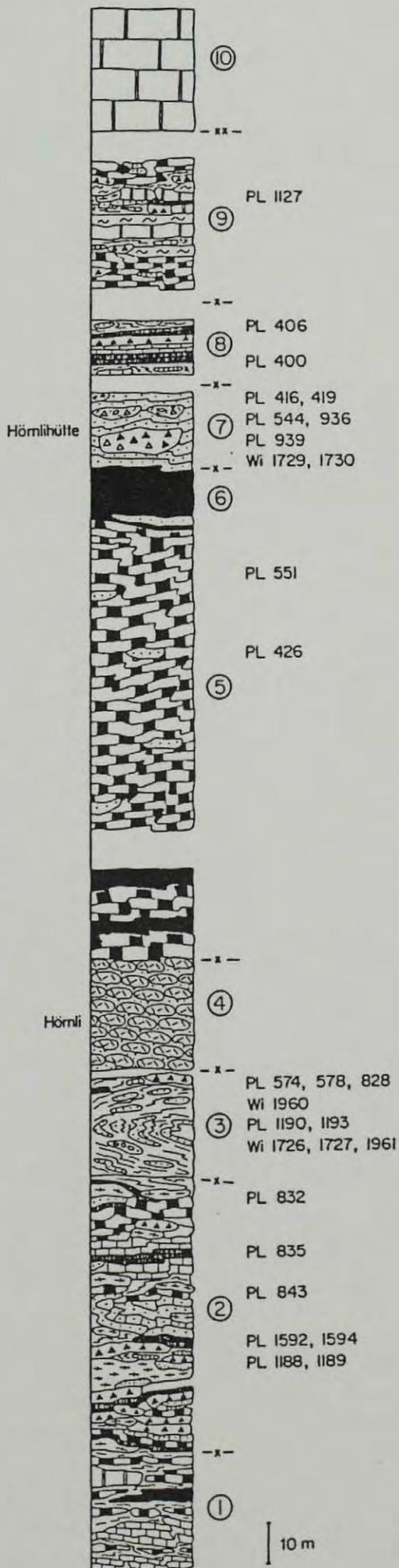


Fig. A35: Profil 18 (Hörnligrat; Plattenhorn-Tschirpen)

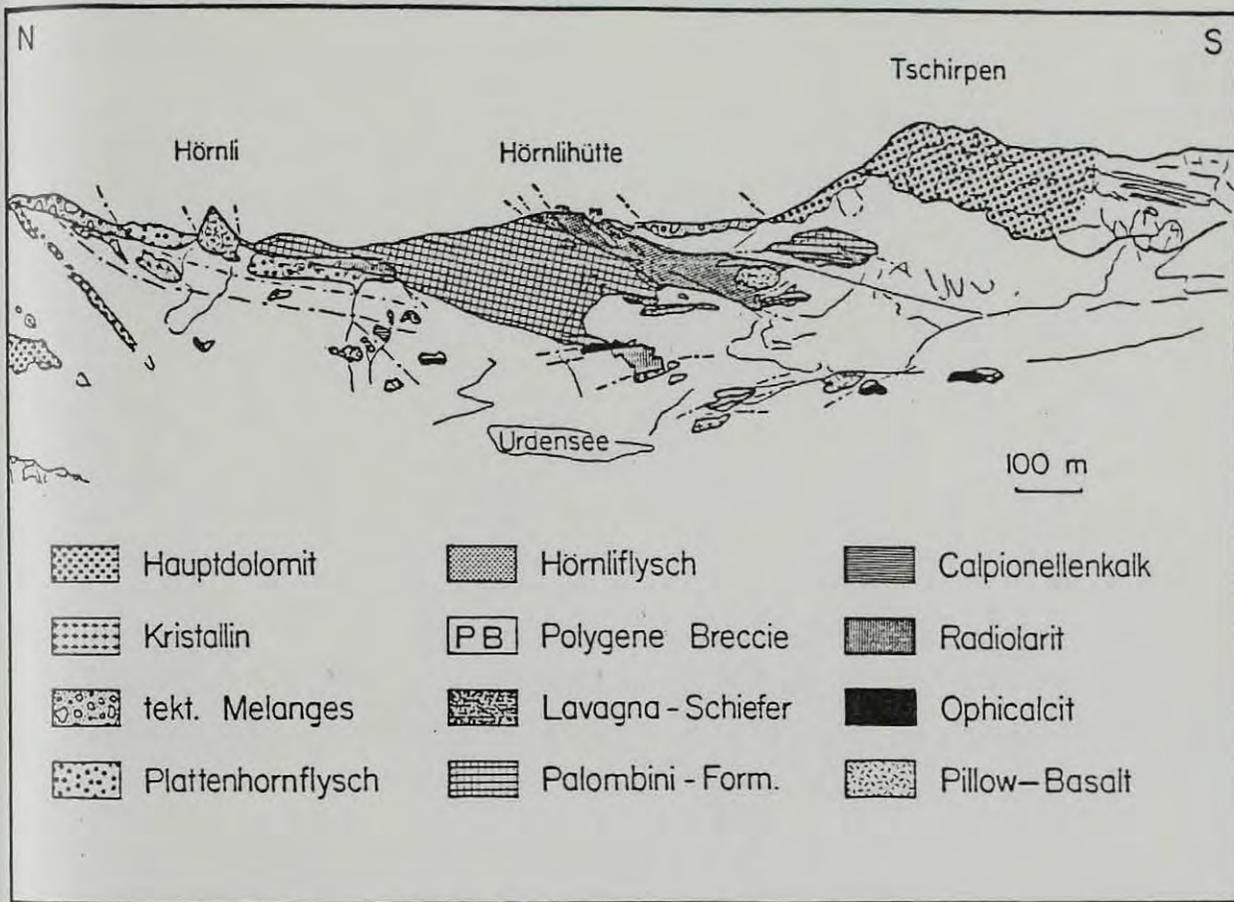


Fig. A36: Ansichtsskizze des Hörnligrates



Fig. A37: Polygene Breccie mit elongierten Kalkkomponenten (Palombini-Kalke?) und grossen Linsen von Hörnli-Flysch.
Hörnligrat (nördlich Hörnli)

2. Darüber folgt ein **tektonisches Melange vom Typ C1**, welches aus einer Vielzahl der Elemente besteht, die in der Arosa-Zone überhaupt vorkommen:

- Kristallin (meist helle Gneise)
- Quarzite
- Hauptdolomite
- Ophicalcite und Serpentine
- rote und grüne Radiolarite und Kieselschiefer
- Calpionellenkalke
- Palombini-Kalke
- Kalkarenite und lithische Sandsteine:
 - Hörnli-Flysch** (PL 843)
 - Urden-Flysch** (PL 835, 1188, 1189, 1592, 1594)
 - Schwerzi-Flysch** (PL 832)

Diese Lithologien sind in vorwiegend kalkfreien, grauen bis schwarzen Schiefen völlig chaotisch verfaltet. Untergeordnet sind grössere Linsen von Radiolariten, Calpionellenkalen, vor allem aber von Gneisen eingeschaltet.

3. In einem vorwiegend am Osthang gut entwickelten Aufschluss ist eine beinahe isoklinal verfaltete, gegen Süden abtauchende Antiklinale aufgeschlossen, die aus 2 verschiedenen Einheiten besteht:

a) Phyllit-Serie:

Zum einen sind es graue bis graugrüne, kieselige Tonschiefer und Phyllite mit meist dünnen Linsen von Kalkareniten und glimmerreichen, turbiditischen Sandsteinen, sowie Silten. Diese Lithologien zeigen Merkmale einer distalen Fazies). Die Phyllite führen Serpentin-Detritus.

b) Sandstein-Schiefer-Breccien-Serie:

Zum anderen sind es gelblich oder rotbraun anwitternde, meist kalkfreie, graue bis schwarze Schiefer mit Linsen von Kalkareniten, und fein- bis grobkörnigen turbiditischen Sandsteinen (D_1 - D_3 Fazies selten C_1 und C_2 Fazies), welche auffällige Sohlmarken aufweisen. Untergeordnet sind kalkige Silte und dunkle Kalke eingeschaltet.

In verschiedenen Niveaus sind polygene sedimentäre Konglomerate (matrixgestützte pebbly-siltstones) eingeschaltet, welche hauptsächlich Dolomit- und untergeordnet Glimmerschiefer- Komponenten bzw. dunkle pelagische Kalke (Calpionellenkalke) führen. Die bis zu 20cm grossen, kantengerundeten bis gut gerundeten Komponenten sind locker in eine kalkig-sandige Matrix eingebettet.

Im Gegensatz zur Phyllit-Serie ist die Sandstein-Breccien-Schiefer-Serie als

proximale Fazies entwickelt und bildet den Kern der liegenden Antiklinale.

Bei den in diesen beiden Serien auftretenden feinklastischen Sedimenten handelt es sich mit Ausnahme einiger Silte und Feinsande aus der Phyllit-Serie um Chromit-freie Populationen mit starken Variationen im Spektrum der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke. Es werden deshalb zwei Gruppen unterschieden:

Plattenhorn-Serie 1 - $L_{vh} > L_s > L_m$: (PL 574, 578, 828, Wi 1960).

Plattenhorn-Serie 2 - $L_s > L_{vh} = L_m$: (PL 1190, 1193, Wi 1726, 1727, 1961).

In der proximalen Fazies dominiert die Population der Plattenhorn-Serie 2. Sandsteine der Plattenhorn-Serie 1 treten nur als einzelne Linsen auf. In der Phyllitserie hingegen sind nur einzelne Sandsteine der Plattenhorn-Serie 1 auszumachen.

Die Phyllite und einzelne darin enthaltene Silt- und Feinsand-Linsen führen grössere Mengen von L_{vh} -Komponenten, als die vorher beschriebenen Sandsteine und enthalten, vor allem in feinsandigen Serpentin- und Chlorit-reichen Einlagerungen zudem bedeutende Mengen an **Chromit**. Da diese Sedimente zu feinkörnig und in den meisten Fällen zu inhomogen sind, konnten sie keiner quantitativen Analyse unterzogen werden.

- c) Direkt nördlich des Hörnlis ist im Anschluss an die Plattenhorn-Serien noch eine schmale, chaotisch verfaltete Zone aus Phylliten mit Linsen von Ophicalciten, dunklen verkieselten Kalken und Hornsteinen eingeschuppt.
4. Im Hangenden schliesst der markante Ophiolithblock des Hörnlis an, der aus Diabasen, Pillow-Basalten, Pillow-Breccien und Hyaloklastiten besteht. Einige der gut erhaltenen Pillows zeigen sehr schön ausgebildete variolithische Ränder.
 5. Durch einen steil S-fallenden Bruch vom Hörnli abgetrennt folgt eine mächtige Schuppe aus Palombini-Kalken, die im unteren Teil eine Linse von Lavagna-Schiefern einschliesst.
Diese stark verfaltete Palombini-Abfolge erreicht hier mit ca. 80m die grösste Mächtigkeit in der Arosa-Zone.
Im mittleren und oberen Abschnitt der Palombini-Kalke fallen neben einzelnen dünnen Hornsteinlagen bis zu 20cm mächtige Linsen von sedimentär eingelagerten Sandsteinen (PL 426, 551) auf, welche Chromit-haltig sind und ausschliesslich aus gut gerundeten Dolomikriten bestehen. Sie werden als **Sandsteine aus der Palombini-Formation** bezeichnet.
 6. Im Hangenden werden die Palombini-Kalke von gut erhaltenen **Lavagna-Schiefern** überlagert. Dunkelgraue bis schwarze, kieselige Schiefer

bzw. Phyllite mit dunklen Hornsteinen und Linsen von stark verkieselten, grauen, turbiditischen Silt- bis Sandsteinen sind charakteristisch für diese Formation. An der Grenze zwischen den Palombini-Kalken und den Lavagna-Schiefern ist ein Keil von **Hörnli-Flysch** eingespiesst.

7. Unmittelbar nördlich der Hörnlühütte erfolgt der tektonisch überprägte Übergang in die grünlichgrau bis braungrau anwitternden, im Bruch grauen, dickbankigen, amalgamierten lithischen Sandsteine des **Hörnli-Flysches** (PL 416, 419, 544, 936, 939, Wi 1729, 1730; vgl 7.2.1.3.). Dünne, dunkelgrüne Tonschiefer-Zwischenlagen trennen die einzelnen Sandsteinbänke dieser mächtigen Flysch-Serie. Der Chromit-haltige, L_{VH} -dominierte Hörnli-Flysch erreicht am Grat selbst eine Mächtigkeit von ca. 20m; gegen E und S nimmt die Mächtigkeit jedoch auf bis zu über 40m zu. Westlich der Hörnlühütte sind zwei grosse Blöcke von fremden Lithologien **tektonisch** in den Hörnli-Flysch eingelagert:

- a) Genau westlich der Hörnlühütte steht ein grosser Block von porphyritischem **Pillow-Basalt** an, dessen typisches Merkmal Chlorit-reiche variolithische Ränder sind. Stellenweise ist dieser Pillow-Basalt brecciiert und steckt in braunen bis schwarzen Tonschiefern. Nach GREEN (1982) ist dieser Pillow-Basalt sedimentär in den Hörnli-Flysch eingelagert worden, da Ablagerungskontakte zwischen Basalt und Sandstein erhalten sein sollen (siehe unten).
- b) Wenige m weiter südlich sind zwei steilstehende Linsen einer **polygenen Breccie** in den Hörnli-Flysch eingeschaltet. Tektonisch elongierte, maximal 30cm grosse Komponenten folgender Lithologien stecken in einer dunkelgrauen bis schwarzen, teils mergeligen, stark gescherten Schiefermatrix:
 - feinkörnige, hellgrau bis rot anwitternde graue pelagische Kalke
 - dunkle kieselige Kalke (Allgäu-Kalke?)
 - grüne und rote Kieselschiefer bis Radiolarite
 - Ophiolithe: Serpentine, Diabase, Ophicalcite
 - lithische Sandsteine (**Hörnli-Flysch** und andere)

Einschaltungen von Hörnli-Flysch sind ein Hinweis darauf, dass diese Breccie eindeutig tektonisch eingespiesst ist. Wahrscheinlich gilt das auch für den Pillow-Basalt, da wir die von GREEN (1982) postulierten Ablagerungskontakte nicht bestätigen können.

Unmittelbar nördlich der Bergstation der Hörnlibahn grenzt der Hörnli-Flysch tektonisch an stark gescherte Ophicalcite, sowie an typische **Tonschieferbreccie**

(Mandelschiefer).

8. Auf dem Plateau zwischen den Bergstationen der Hörnlibahn und des Hörnli-Skiliftes folgt ein stark verschuppter Aufschluss aus verschiedenen südpenninischen Lithologien, welcher wegen des Neubaus der Hörnlibahn Bergstation seit 1986 nicht mehr vollständig erhalten ist.

a) Die Basis bildet eine ca 4m mächtige Serie, die von unten nach oben aus folgenden Lithologien besteht:

- graue, mikritische Kalke und gelb anwitternde, graue laminierte Kalke (Calpionellenkalke?)
- dunkelgraue, kieselige, Palombini-ähnliche Kalke
- gradierte Kalkarenite (D3-Fazies, PL 400; **Chromit-haltig, L_S -dominiert**) mit hellgrauen bis leicht bräunlichen Kalktops
- graue, feinkörnige lithische Sandsteine
- eine Linse von roten Ophicalciten

Alle diese Komponenten stecken als Linsen in grauen und grünen, selten schwarzen, kalkigen Schiefern, sowie schwarzen, teilweise phyllitischen Tonschiefern, oder bilden mit diesen eine Wechsellagerung.

Die Chromit-führenden Sandsteine haben grosse Ähnlichkeit mit denjenigen aus dem Profil Val Bercla (vgl. Profil 32; PL 400/Wi 1841).

Aus den diversen Kalkschiefern wurden mehrere Nannoplankton-Proben präpariert. Die schlecht erhaltenen Nannofossilien konnten jedoch nicht bestimmt werden.

b) Darüber folgen rote Kieselschiefer und Radiolarite

c) Im Hangenden schliessen Calpionellenkalke mit schwach kalkigen Schiefern an. Teilweise zeigen diese eine rote Anwitterungsfarbe.

d) Im Anschluss daran sind massige, dunkelgraue kieselige Kalke (Palombini-Kalke?) aufgeschlossen.

e) Es folgt eine ca. 2m mächtige Linse von stark serpentinierten Pillow-Basalten, welche am Grat nördlich Verborgene Wäng weiterverfolgt werden kann.

f) Schwarze Phyllite mit dünnen Linsen von Sandsteinen, welche zur Chromit-(85%) und L_{VH} -dominierten Population des **Schwerzi-Flysches** gehören (PL 406), schliessen diesen isolierten Aufschluss ab.

9. Bis zur Überschiebung der Tschirpen-Decke ist ein **tektonisches Melange vom Typ C1** aufgeschlossen, welches einzelne grössere Linsen von Palombini-Kalken einschliesst (vgl. Fig A 38).

Folgende Komponenten sind in diesem Melange erhalten:

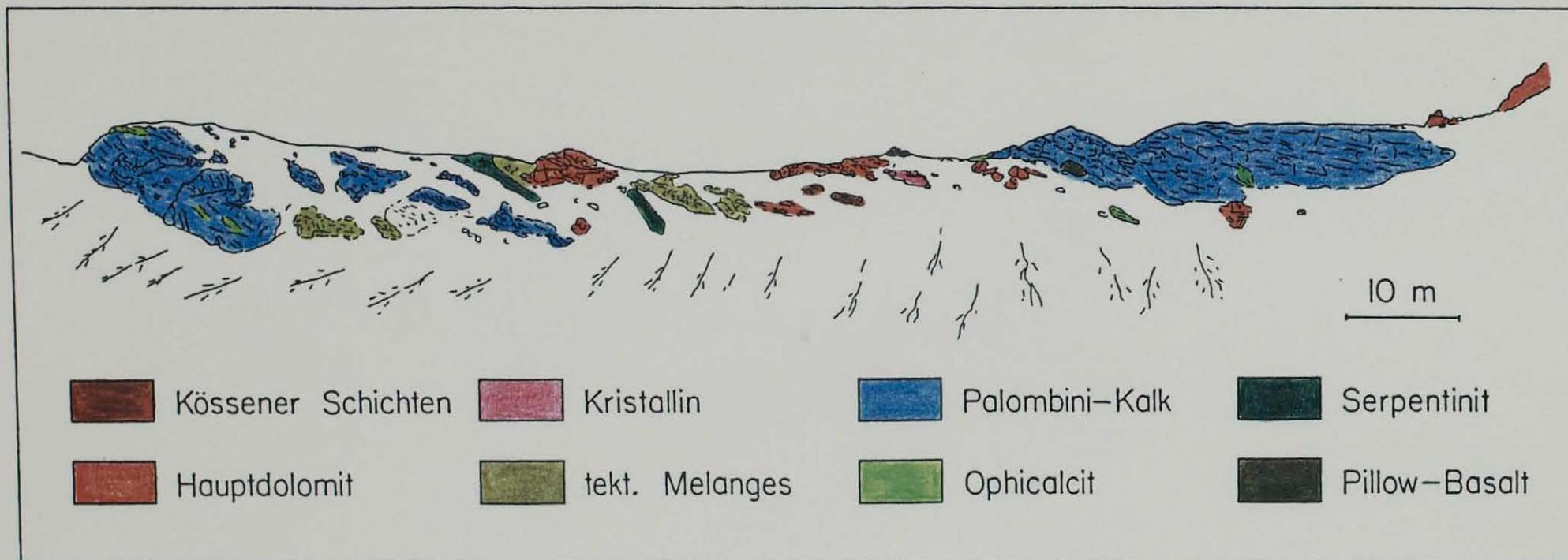


Fig. A38: Skizze des tektonischen Melanges (Melange 2. Ordnung) am Grat nördlich Tschirpen.

Profil 18; Abschnitt 9

- Kristallin (Chlorit-Muskovit-Schiefer)
- Hauptdolomit und breccierter Hauptdolomit
- Kalkarenite in schwarzen Tonschiefern: ev. Kössener Schichten
- Pillow-Basalte (teilweise mit Interpillow-Sedimenten), an gewissen Stellen in Diabase übergehend.
- Serpentinite und Ophicalcite
- Palombini-Kalke (oft mit Linsen von Ophicalcit oder Pillow-Basalt)

An einer Stelle ist eine geringmächtige, intensiv tektonisierte chaotische Mischzone mit kleinen Linsen verschiedenster Lithologien eingeschaltet (**tektonisches Melange 2. Ordnung**). Bei den Komponenten handelt es sich um:

- Kristallin
- Ophicalcite und Ophicalcitbreccien
- grüne Hornsteine
- hellgraue mikritische Kalke (Calpionellenkalke?)
- Quarz-reiche lithische Sandsteine. Diese Sandsteine sind Chromit-frei, von metamorphen Komponenten dominiert und gehören zur Population der **Tschirpen-Serie** (PL 1127).

Die Komponenten dieses tektonischen Melanges stecken in dunkelgrauen bis schwarzen, kalkfreien, teilweise leicht sandigen Phylliten.

In Fig. A 38 wurde versucht, das gesamte Melange darzustellen. Die Mischzone aus südpenninischen und unterostalpinen Elementen, welche zwischen zwei von Palombini-Kalken dominierten Schuppen eingeschlossen ist, kann deutlich erkannt werden.

10. Der überschobene Hauptdolomit gehört zur (unter?)ostalpinen Tschirpen-Decke.

P.18.2. Zusammenfassung und Interpretation

Auffällig in diesem Profil ist die Assoziation verschiedener Typen von tektonischen Melanges mit Schuppen aus Elementen der ozeanischen Kruste und pelagischen Sedimenten.

Bemerkenswert ist auch die im Vergleich zu anderen Profilen der Arosa-Zone tektonisch wenig gestörte, quasi normalstratigraphische Abfolge von Palombini-Kalken, Lavagna-Schiefern und Hörnli-Flysch. Diese Sedimente zeigen Analogien zu den Kreideablagerungen im Ligurischen Apennin ("**Argille a Palombini, Schisti della Val Lavagna, Arenarie del Monte Gottero**"). Die Tatsache, dass in den Palombini-Kalken sedimentär eingelagerte klastische Einschaltungen enthalten sind, kann als Hinweis auf ein Einsetzen von konvergenten

Bewegungen noch während der oberen Unterkreide gedeutet werden (vgl. Diskussion Kapitel 11).

Neben den drei Chromit-haltigen Flyschen (**Hörnli-, Urden-, Schwerzi-Flysch**) sind in diesem Profil auch Sandstein-Populationen zu finden, welche wie die Weissfluh-Serie als unterostalpine Serien interpretiert werden:

- **Tschirpen-Serie**
- **Plattenhorn-Serie 1**
- **Plattenhorn-Serie 2**

Während die Plattenhorn-Serie auf den Hörnligrat, den Urden- Augstberg und Einzelvorkommen in der Region Arosa beschränkt sind, findet man auch im Rätikon Sandsteine, die der Tschirpen-Serie ähnlich sind (vgl. Profile 1 und 4).

Für den **Chromit-haltigen** Flysch aus Abschnitt 8 kann ein Alter von oberster Unterkreide postuliert werden, da er petrographisch grosse Ähnlichkeiten mit den Kalkareniten aus der Val Bercla aufweist. In diesen Sedimenten fand DIETRICH (1970) *Hedbergella ssp.* und *Planomalina ssp.* des **Aptian und Albian**.

Profile an der Hörnliflanke

Am steilen Hang zwischen dem Hörnligrat und dem Urdensee (Hörnliflanke), sowie im Gebiet des Urden Augstbergs erstrecken sich verschiedene Aufschlüsse, welche hauptsächlich aus südpenninischen Sedimenten mit vereinzelt eingeschuppten von unterostalpinen Lithologien bestehen.

Bisherige Arbeiten

Auf der Geologischen Karte von CADISCH (1922) sind am Grat über dem Urdensee sogenannte mesozoische Schiefer mit Linsen von Kristallin und Ophicalcit und am Urden Augstberg isolierte Aufschlüsse von Radiolariten und mesozoischen Schiefen eingezeichnet.

GRUNAU (1949) beschrieb aus den mehr als 100m mächtigen mesozoischen Schiefen zusätzlich ein Vorkommen von Spilit sowie grauen und grünen Kieselschiefern.

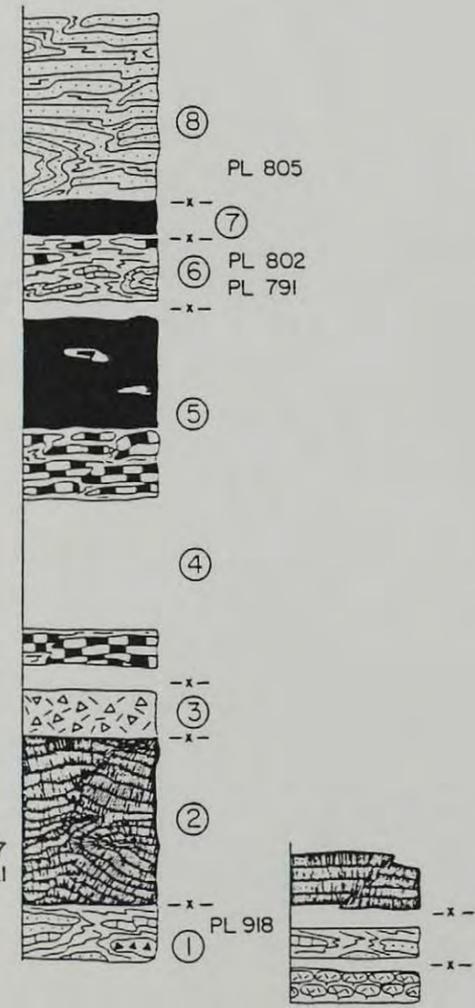
GREEN (1982) zog die grünen bis grauen Phyllite, wie sie nördlich des Hörnlis aufgeschlossen sind (Plattenhorn-Serie nach der vorliegenden Arbeit) unter der mächtigen Palombini-Kalk-Schuppe in Richtung Urden Augstberg weiter, wo sie als oberstes Element einer chaotischen Zone auskeilen sollen.

Da die Verhältnisse an der Hörnliflanke sehr komplex sind, wurde eine Serie von Profilen aufgenommen (Fig. A 39), um alle wichtigen Lithologien erfassen zu können.

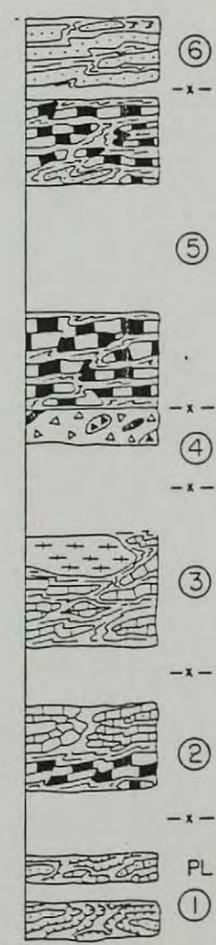
Profil 19: Hörniflanke 1



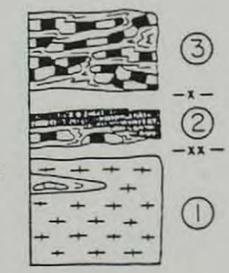
Profil 20: Hörniflanke 2



Profil 21: Hörniflanke 3



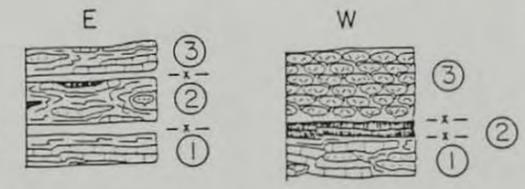
Profil 22: Hörniflanke 4



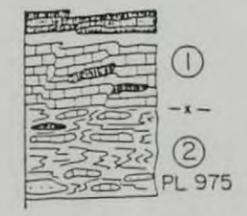
Profil 23: Urden Augstberg I



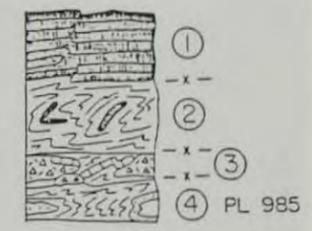
Profil 24: Urden Augstberg 2



Profil 25: Urden Augstberg 3



Profil 26: Urden Augstberg 4



10 m

Fig. A39: Profile 19-26 (Hörniflanke - Urden Augstberg)

P.19. Profil Hörnliflanke 1

Das nördlichste dieser Profile (Fig. A 39) hat seine Obergrenze bei der markanten Runse westlich der Hörnlihütte.

Profilbeschreibung Koord.: (766.425/182.050-766.526/181.950)

1. Der unterste Aufschluss wird durch ein geringmächtiges **tektonisches Melange vom Typ C2** gebildet, welches in einer Matrix von stark zerscherten kalkfreien Schiefen folgende Komponenten enthält:
 - Dolomitbreccien, die mikritische, teilweise flaserige Trias-Dolomite mit Echinodermen (ev. tektonisierte Lias-Turbidit) enthalten.
 - hell- bis dunkelgraue feinkörnige Kalke
 - rötlichgraue, glimmerreiche Sandsteine (PL 917): **Plattenhorn-Serie 1**.
 - graue, feinkörnige kalkige Sandsteine, welche sehr reich an sedimentären Komponenten sind, jedoch keinen Chromit enthalten (PL 921): **Augstberg-Serie**.
2. Im Hangenden schliesst eine sehr mächtige, äusserst stark verfaltete und verschieferte Radiolaritsequenz an.
3. Darüber folgen mehrere Linsen von Ophicalcit und einer Breccie, die hauptsächlich aus schlecht gerundeten, stark rekristallierten Dolomitkomponenten (Mikrite und Sparite) aufgebaut ist.
4. Es schliessen mehrere isolierte Aufschlüsse von Palombini-Kalken an, die stark verfaltet sind.
5. Im oberen Teil greift ein Keil von intensiv verfalteten Sandsteinen der Population **Hörnli-Flysch** in die Palombini Abfolge hinein.
6. Schwarze, kalkfreie Schiefer (Lavagna-Schiefer) mit Blöcken von **Hörnli-Flysch** überlagern als dünne Linsen die Palombini-Kalke.
7. Zuoberst sind dickbankige Sandsteine des **Hörnli-Flysches** (PL 809) aufgeschlossen, welche bis zur Hörnlihütte nach oben verfolgt werden können.

P.20. Profil Hörnliflanke 2

Dieses Profil ist in gewissen Abschnitten grundsätzlich verschieden vom vorhergehenden, obwohl es nur ca 50m weiter westlich aufgenommen wurde.

Profilbeschreibung Koord.: (766.375/182.025-766.450/181.925)

1. Die Basis ist wie im Profil Hörnliflanke 1 ausgebildet, enthält jedoch zusätzlich Ophicalcitlinsen (PL 918).

- 2.-4. Die Abschnitte 2-4 sind den Abschnitten 2-4 im Profil Hörnliflanke 1 äquivalent.
5. Darüber folgen Lavagna-Schiefer mit einzelnen Linsen von Palombini- Kalken
6. Über den unterkretazischen pelagischen Sedimenten ist ein dünnes **tektonisches Melange vom Typ C1** aufgeschlossen, das in einer Matrix von rot anwitternden, grauen oder schwarzen, kalkfreien Schiefen diverse Komponenten enthält:
- Palombini-Kalke
 - dünnbankige Sandkalke
 - kleine, isolierte Pakete von Sandsteinen (PL 791): **Hörnli-Flysch**
 - dicke, isoklinal verfaltete Sandsteinlagen (PL 802): $L_{vh} > L_{sed}$ (bei den sedimentären lithischen Komponenten handelt es sich vorwiegend um aufgearbeitete Dolomitkomponenten); diese Sandsteine sind denen der **Weissfluh-Serie 1** sehr ähnlich.
7. Über dem tektonischen Melange folgen erneut Lavagna-Schiefer
8. Den Abschluss bildet eine Serie von mächtigen stark verfalteten Sandsteinen (PL 805) des **Hörnli-Flysches**. Die vorliegenden Lagerungsverhältnisse zeigen möglicherweise die stratigraphische Überlagerung der Lavagna-Schiefer durch den Hörnli-Flysch..

P.21. Profil Hörnliflanke 3

Das nächst westliche Profil in der Hörnliflanke verläuft vom Urdensee in Richtung der Felsnase, die am Weg zwischen der Hörnlihütte und dem Urdensee auf ca 2400m ansteht.

Profilbeschreibung Koord.: (766.275/181.975-766.350/181.875)

1. Die Basis bilden rötlich anwitternde, hellgraue, kalkige, gegen oben vermehrt auch dunkle, phyllitische Schiefer mit folgenden Einschaltungen:
 - stark rekristallisierte, kalkige, Chromit-reiche Sandsteine (PL 818): **Urden-Flysch**. Daneben treten untergeordnet gelb anwitternde, helle mikritische Kalke und dunkle Sandkalke auf.
2. Der folgende Aufschluss besteht unten aus **Palombini-Kalken** und oben aus feinlaminierten, dunkelgrauen mikritischen Kalken mit Sandkalk- Linsen. Gegen oben werden diese Kalke zunehmend massig, sind intensiv verfaltet und entsprechen den typischen Calpionellenkalken
3. Darüber sind graue bis schwarze kalkfreie Schiefer mit bis zu 30cm grossen Linsen von hellen Calpionellenkalken aufgeschlossen welche teilweise stark boudiniert sind. Im oberen Teil ist ein grosser Kristallin-Block eingeschlossen.

4. Im Hangenden schliesst eine sehr grobe Breccie mit Komponenten von Ophicalciten und Hornsteinen an. Darüber folgt eine Serie von Palombini-Kalken.
5. Nach einer Aufschlusslücke folgen stark tektonisierte, schlecht identifizierbare Palombini-Kalke in Form von stark ausgezogenen, bis zu 50cm dicken Kalkbändern, die zusammen mit einzelnen grauen, lithischen Sandsteinlinsen in kalkfreie, dunkle Schiefer eingelagert sind.
6. Zuoberst ist wiederum **Hörnli-Flysch** aufgeschlossen.

P.22. Profil Hörnliflanke 4

Dieses kurze Profil verläuft parallel zum Bach genau südlich des Urdensees.

Profilbeschreibung Koord.: (766.150/182.000-766.125/181.950)

1. Eine mächtige Kristallinlinse, wie sie an der ganzen Hörnliflanke sonst nirgends gefunden werden konnte, bildet den untersten Abschnitt. Diese Linse schliesst einen Keil von kalkfreien phyllitischen Schiefen ein, welche einzelne Kalklinsen enthalten.
2. Darüber folgen Radiolarite und grüne Radiolaritschiefer, die an der Basis einen Keil von Palombini-Kalken einschliessen.
3. den Abschluss des Profils bilden Palombini-Kalke.

Profile am Urden Augstberg

Am Urden Augstberg können in meist geringmächtigen, isolierten Aufschlüssen einerseits bedeutende Ophiolithvorkommen und andererseits chaotisch deformierte Schieferserien beobachtet werden.

P.23. Profil Urden Augstberg 1

Profilbeschreibung Koord.: (766.025/181.900)

Dieser Aufschluss besteht aus einem Ost- und einem Westteil:

Auf der Ostseite sind an der Basis Pillow-Basalte mit Pillow-Breccien und Ophicalcitlinsen aufgeschlossen. Darunter folgt ein Keil von rötlich anwitternden, hell- bis dunkelgrauen turbiditischen Sandkalken und weisslich anwitternden, hellgrauen mikritischen Kalken sowie Linsen von Hornsteinen.

Auf der Westseite ist ein **tektonisches Melange vom Typ C2** erhalten, das unter dem ausgedünnten Pillow-Basalt verläuft, welcher von der Ostseite herüberzieht.

Dieses Melange schliesst eine Einschaltung von Radiolaritschiefern und einen Keil von saurem Kristallin ein. Daneben stecken in einer Matrix von chaotisch deformierten kalkfreien Schiefern neben Sandsteinen, Sandkalken, Basalten, Ophicalciten und Radiolariten auch Blöcke von verschiedenen Breccien:

1. Der erste Breccientyp enthält als Komponenten vorwiegend grobe Dolosparite und flaserige Dolomikrite, wie sie aus dem Lias des Ostalpins bekannt sind.
2. Eine andere Breccie (PL 974) ist reich an Vulkanitkomponenten, sedimentären Cherts (z.T. mit Radiolarien), Dolomikriten (mit Spongienskleriten) und Dolomit-reichen Sandsteinen
3. Eine dritte Breccie (PL 970) besteht aus stark rekristallisierten Dolomitkomponenten und enthält Serpentschmitzen mit grossen Chromiten (vgl. Profil Urdenfürggli). Sehr ähnlich sind auch grosse Linsen von sandigen Kalken (PL 969) ausgebildet, die sehr Chromit-reich und praktisch vollständig durch Fe-Calcit zementiert sind.

P.24. Profil Urden Augstberg 2

Auch dieses Profil besteht aus zwei Abschnitten. Auf der Ostseite sind die Verhältnisse folgendermassen:

Profilbeschreibung Koord.: (765.975/181.875)

1. Zuunterst stehen plattige, gegen oben zunehmend schiefrige, feinlaminierte dunkelgraue Kalke an.
2. Darüber bilden graue, stark tektonisierte Schiefer die Grundmasse eines **tektonischen Melanges vom Typ C2** mit Linsen von variolithischen Pillows, grünen Radiolariten und Sandsteinen
3. Zuoberst sind graue, relativ dickbankige mikritische Kalke mit einzelnen Sandsteinlinsen aufgeschlossen.

Auf der Westseite kann die folgende Abfolge beobachtet werden:

1. Intensiv verfaltete, graue mikritische Kalke mit Sandsteinlinsen bilden die Basis.
2. Darüber folgen Radiolaritschiefer
3. Pillow Basalte mit sehr schönen variolithischen Säumen bilden den Abschluss der Abfolge.

P.25. Profil Urden Augstberg 3

Profilbeschreibung Koord.: (765.675/181.675)

1. In diesem verkehrtliegenden Profil sind zuoberst Radiolarite aufgeschlossen, die in dickbankige, gegen unten zunehmend dünnbankige Calcipionellenkalke mit Linsen

von Hornsteinen übergehen.

2. Den mächtigen unteren Abschnitt bilden dunkelgraue, im oberen Teil hellgraue, kalkfreie Schiefer, die im unteren Teil einzelne Lagen von Sandsteinen enthalten. Im oberen Teil sind zudem Blöcke von Calpionellenkalken und Radiolariten eingeschaltet. Die Sandsteine gehören zur L_{sed} -dominierten und Chromit-freien Population der **Augstberg-Serie**.

P.26. Profil Urden Augstberg 4

Auch das westlichste Profil am Urden Augstberg liegt wahrscheinlich verkehrt:

Profilbeschreibung Koord.: (765.700/181.800)

1. Zuoberst findet man sehr intensiv verfaltete grüne Radiolarite
2. Diese gehen gegen unten in hell- bis dunkelgraue kalkfreie Schiefer mit auffällig vielen Calcitklüften über. Stellenweise sind diskordante Radiolaritlagen eingeschaltet.
Im Nordteil bilden die kalkfreien Schiefer den gesamten Aufschluss, während auf der Südseite eine Linse mit folgenden Lithologien auffällt:
3. Hell- bis mittelgraue sandige Kalke gehen lateral in eine Breccie über. Diese Breccie ist durch eine bimodale Korngrößenverteilung der vorwiegend dolomitischen Komponenten charakterisiert. Die Kalke bilden partiell die Matrix der Breccie, welche neben Dolomiten auch Kalkarenite, oolithische Dolomite und auffällig viele Echinodermenbruchstücke enthält. An einer Stelle ist ein Block von Ophicalcitbreccie zu beobachten.
4. An der Basis sind wiederum die kalkfreien Schiefer aus dem Abschnitt 2 aufgeschlossen, welche isoklinal eingefaltete Sandsteinlinsen (PL 985) vom Typ **Augstberg-Serie** enthalten.

Zusammenfassung und Interpretation der Profile 19 - 26

Die Aufschlüsse **Hörnliflanke 1-4** gehören zu einer intensiv verfalteten und stellenweise chaotisch tektonisierten Sequenz, welche die Basis der mächtigen Palombini-Hörnli-flysch Abfolge des Hörnligrates bildet (siehe Fig. A 39).

Auffällig ist die mächtige Radiolaritlinse im Profil Hörnliflanke 2, welche mit dem Radiolaritvorkommen SW des Hörnli korreliert werden kann. Die reduzierte Linse mit Sandsteinen der **Plattenhorn-Serie** an der Basis des Profils Hörnliflanke 3 kann mit dem grossen Aufschluss nördlich des Hörnli (Fig. A 36) verbunden werden.

Am **Urden Augstberg** fallen mächtige Pillow Basalte auf, die generell auf eine stark

tektonisierte Serie überschoben sind, welche unterostalpine Elemente enthält. Mit Ausnahme des **Hörnli-Flysches**, welcher im Top von verschiedenen Profilen als individuelle Schuppe ansteht, sind sämtliche anderen Flysch-Serien und turbiditischen Sandsteine nur als Blöcke in tektonischen Melanges erhalten.

P.27. Profil Parpaner Schwarzhorn - Urdenfürggli

Dieses Profil umfasst den gesamten Bereich der Arosa-Zone zwischen dem Zentralpenninikum (Falknis-Decke) im Liegenden und dem Ostalpin (Tschirpen-Decke) im Hangenden. In diesem Querschnitt fehlen grössere individuelle Schuppen, dafür dominieren tektonische Melanges den Stil des Profils.

P.27.1. Bisherige Arbeiten

Obwohl seit langem bekannt ist, dass am Urdenfürggli verschiedene kretazische Flysch-Serien vorkommen, fehlen mit Ausnahme der Beschreibungen in den Geologischen Führern (CADISCH 1934, TRÜMPY, 1980) ausführliche geologische Untersuchungen.

CADISCH (1934) erwähnte aus dem Gratprofil, das vom Urdenfürggli gegen den Nordfuss des Parpaner Weissorns verläuft neben Ophicalciten, Radiolariten und Aptychenkalken auch flyschähnliche Sandsteine und Schiefer, sowie Linsen von kretazischen oder tertiären Sandsteinen.

DIETRICH (in TRÜMPY, 1980) beschrieb aus dem Urdenfürggli-Profil oberkretazische Sandsteine, Breccien, Mergel und ophiolithische Relikte, die teils als typische Flyschsedimente ausgebildet sind. Im weiteren wurden auch sogenannte Olistolithe aus serpentinitischem und ophicalcitischem Material sowie gebänderte Ophicalcite erwähnt. DIETRICH (in TRÜMPY, 1980) postulierte, dass die Bildung dieser "Wildflysch-artigen Serie" möglicherweise in einem Tiefseegraben entlang des unterostalpinen Kontinentalrandes stattgefunden hat (DIETRICH, 1976).

P.27.2. Profilbeschreibung Koord.: (764.600/183.350-765.100/181.300)

Das Profil (Fig. A 40) wurde zwischen der Farurfurrga im Norden und dem Fuss des Parpaner Weissorns im Süden aufgenommen.

Nach CADISCH (1922) bilden in diesem Querschnitt ausschliesslich Elemente der **Falknis-Decke** die Unterlage der Arosa-Zone. Im Gebiet der Farurfurrga sind es vor allem:

- Sandkalke und Kalkschiefer des Neokoms
- Tristelschichten

Profil 27: Parpaner Schwarzhorn -
Urdenfürggli

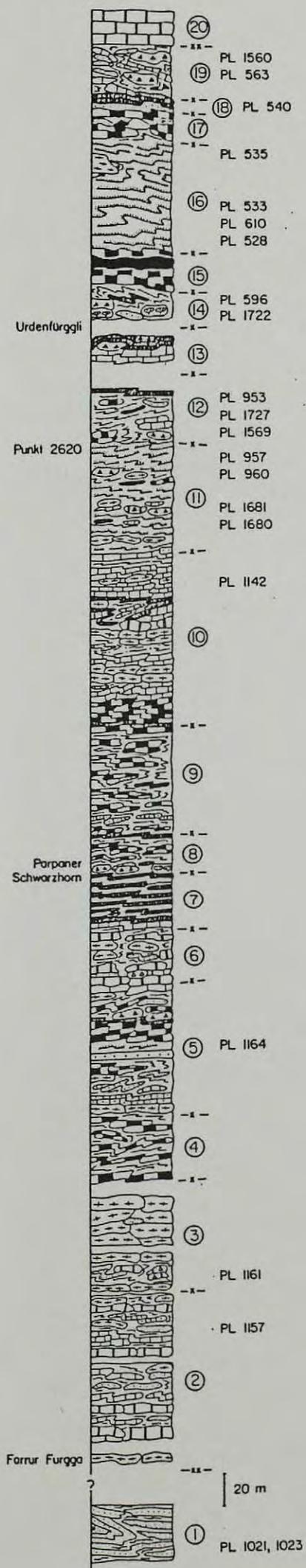


Fig. A40: Profil 27 (Parpaner Schwarzhorn - Urdenfürggli)

- Gault-Quarzite
- Linsen von Tertiärflysch

Die Grenze zwischen den beiden Decken ist jedoch nicht aufgeschlossen.

1. Sandsteine (L_{VH} -dominiert, Chromit-frei) in dunklen, teilweise kalkigen Schiefeln und die Quarzite bilden den untersten Aufschluss und stammen sicher aus der Falknis-Decke (PL 1021, 1023).
2. Die untersten Elemente der Arosa-Zone setzen gerade südlich der Furgga mit einem **tektonisches Melange vom Typ B** ein, das Linsen und dünne Pakete folgender Lithologien enthält:
 - saures Kristallin
 - Hauptdolomit
 - verschiedene hell- bis dunkelgraue, oft gelb anwitternde Kalke und Sandkalke, die mit Allgäu-Kalken und Calpionellenkalken korreliert werden können.
 - weisse und gelbliche Quarzite
 - graue, Dolomit-reiche lithische Sandsteine (PL 1157) der **Weissfluh-Serie 2**.

All diese Komponenten stecken in grünlichen, gelblichen, dunkelgrauen, teilweise gefleckten und rostig anwitternden kalkfreien Schiefeln.

3. Es folgt ein Kristallin-dominiertes Abschnitt, der einerseits aus gelb bis rot anwitternden grauen Schiefeln mit Linsen von massigen Gneisen besteht und andererseits aus den gleichen Schiefeln mit Blöcken von Hauptdolomit, Hauptdolomit-Breccie, saurem Kristallin und rot anwitternden, grauen lithischen Sandsteinen gebildet wird. Diese Sandsteine (PL 1161) sind Chromit-dominiert und L_{VH} -reich und können mit dem **Schwerzi-Flysch** korreliert werden. Gegen oben enthält der Komplex stark verfaltete Serizit-Gneise mit Einschaltungen von Quarzitblöcken.
4. Darüber ist eine Schuppe von unten eher dünnbankigen, gegen oben dickbankigen Palombini-Kalken aufgeschlossen.
5. Diese Kalke werden von einem **tektonischen Melange vom Typ C2** überlagert. Es besteht aus einer Matrix von grünen, teilweise schwarzen, kieseligen Schiefeln, in denen grössere Linsen von Palombini-Kalken und folgenden Elementen stecken:
 - saures Kristallin
 - dickbankige, graue, sandige Kalke (Allgäukalke)
 - grüne Quarzite
 - Ophicalcitblöcke
 - Radiolarite
 - kleine Linsen von Palombini-Kalken

- bis zu 50cm mächtige amalgamierte Sandsteine des **Schwerzi-Flysches** (PL 1164) mit "coarse tail grading".
6. Es schliesst ein **tektonisches Melange vom Typ B** an, das durch eine starke Dominanz von Hauptdolomit und saurem Kristallin auffällt. Daneben stecken in einer stark tektonisierten Matrix aus schwarzen, kalkfreien Schiefen und gelbbraun anwitternden Kalkschiefern folgende Lithologien:
- saures Kristallin
 - Verrucano
 - polygene Breccie (Dolomit-dominiert)
 - Hauptdolomit
 - rot anwitternde sandige Kalke und Matrix-reiche Sandsteine mit Serpentinitschmitzen und Chromiten
 - stark rekristallisierte, L_{sed} -dominierte Sandsteine mit einer Vielzahl von Klüften, die mit Quarz-Zement gefüllt sind.
7. Im Hangenden dieses Melanges folgt eine verkehrtliegende Schuppe von rot anwitternden, gebänderten, sehr hellen mikritischen Kalken, die mit den Aptychenkalken des Oberostalpins oder den Maiolicakalken der Südalpen vergleichbar sind. Darüber ist eine stark verfaltete Radiolaritabfolge aufgeschlossen, die bis zum Gipfel des Parpaner Schwarzhorns reicht.
8. Auf dem Gipfel des Parpaner Schwarzhorns steht ein **tektonisches Melange vom Typ A** an. Es enthält verschiedene Elemente der Ophiolith-Serie, wie Pillow-Basalte, Diabase, Ophicalcite und Ophicalcitbreccien. Diese sind zusammen mit Radiolaritschiefern, Radiolariten und Palombinikalken intensiv verfaltet. Als Linsen in den Ophicalcitbreccien findet man die leicht sandigen, Chromit-haltigen Kalke wie sie aus Abschnitt 6 bekannt sind.
9. Darüber folgt eine Serie von hell- bis dunkelgrauen, grünlich anwitternden, kalkfreien phyllitischen Schiefen. Folgende Lithologien sind in diesen Schiefen eingeschlossen:
- rötlich anwitternde, dunkelgraue, oft dickbankige Kalke, teilweise mit sandiger Basis und Palombini-artiger Verwitterungsrinde
 - bläulich anwitternde, dunkelbraune bis schwarze Hornsteine
 - sehr helle, feinkörnige kieselige Kalke
 - feinkörnige, turbiditische, stark rekristallisierte, kalkige Sandsteine (Fazies D1), welche Chromit-haltig und L_{sed} -dominiert sind und mit den **Sandsteinen aus der Palombini-Formation** korreliert werden können.
- Stellenweise herrschen die Kalk-Linsen vor, andernorts dominieren die phyllitischen Schiefer fast vollständig.

Wir vermuten, dass es sich bei dieser Abfolge um eine stark tektonisierte atypische Fazies der Palombini-Formation handelt.

10. Am markanten Grat südlich des Parapaner Schwarzhorns folgt eine Wechsellagerung von mehreren, meist flach S-fallenden grossen Linsen und Schuppen, welche markant Felszähne bilden. Es handelt sich dabei um:

- saures Kristallin
- Hauptdolomit
- gelb anwitternde graue Schiefer mit groben Sandsteinen (PL 1142): **Weissfluh-Serie 1.**
- Radiolarite, Calpionellenkalke und Palombini-Kalke
- grünbraun anwitternde, massige, graue sandige Schiefer zum Teil mit Hornsteinlagen

Im Nordteil dieser Zone ist an der Westflanke unter einer verkehrtliegenden Calpionellen/Palombini-Kalk-Serie eine Linse von schwarzen, kalkfreien Phylliten und grauen, kalkigen Schiefen aufgeschlossen. Darin eingelagert sind Linsen von grünen Quarziten (Weissfluh-Serie?), grünlichen, sandigen, Chromit-haltigen Kalken mit Serpentin-Schmitzen (vgl Abschnitte 6 und 8) und eine Breccie, die unter anderem auch Ophiolith-Komponenten enthält.

11. Im Anschluss an diese Schuppenzone ist ein **tektonisches Melange des Typs C1** mit einer starken Dominanz von Urden-Flysch und einer Vielzahl von Blöcken anderer Lithologien aufgeschlossen:

- saures Kristallin und Kristallinbreccie
- Hauptdolomit und Hauptdolomitbreccie
- grau-grüne Phyllite mit L_{sed} -dominierten Sandsteinen (PL 1680): **Plattenhorn-Serie 2.**
- Ophicalcit und Ophicalcitbreccie
- Radiolarit
- Calpionellenkalke und sehr helle, Maiolica-ähnliche Kalke, Palombini-Kalke
- **Urden-Flysch** (PL 957, 960)
- **Hörnli-Flysch** (PL 1681)

Die Komponenten sind in eine rot anwitternde, sandige, oder eine grünlich anwitternde, hell- bis dunkelgraue phyllitische Schiefermatrix eingelagert. Teilweise bildet der **Urden-Flysch** die Matrix des Melanges.

12. Die Flanke gegen das Urdenfürggli wird durch ein flach S-fallendes **tektonisches Melange vom Typ A** (Fig A 41) gebildet, welches in zwei Abschnitte aufgeteilt werden kann, die vorwiegend südpenninische Elemente enthalten:

a) Zum einen sind grünlich graue phyllitische Schiefer aufgeschlossen, welche Linsen folgender Lithologien enthalten:

- Ophicalcite

- Radiolarite
- gelb anwitternde kieselige Kalke (Palombini-Kalke?)
- turbiditische Sandsteine bis Feinbreccien (mit sehr grossen Chromiten)
- laminierte Sandkalke

Diese Serie ist unterlagert von Palombini-Kalken mit tektonisch eingespiessten Linsen von groben, L_{sed} -dominierten Sandsteinen.

b) Andererseits sind schwarze, teilweise noch leicht grünliche Phyllite (stellenweise Lavagna-ähnlich) aufgeschlossen, die stark tektonisierte Linsen und Blöcke der im folgenden aufgezählten Lithologien enthalten:

- Ophicalcite
- Radiolarite und Palombini-Kalke
- ein debris-flow mit verschiedenen Kalkkomponenten
- **Urden-Flysch** (PL 953, 1727)
- stark rekristallisierte sandige Kalke mit grossen Chromiten (vgl. Abschnitte 6,8,10)
- auffällig ist eine kleine Linse einer Breccie, welche aus kleinen, subangularen, sehr dunklen Dolomitkomponenten aufgebaut ist.

Die beiden Typen a) und b) sind sehr ähnlich. Wahrscheinlich bilden die grauen phyllitischen (selten schwach kalkigen) Schiefer der Palombini-Formation die Matrix des Melanges.



Fig. A41: Tektonisches Melange vom Typ A, mit Linsen von Ophicalciten, Palombini-Kalken und Flysch-Sandsteinen (Urden-Flysch), die z.T. boudiniert sind.
Parpaner Schwarzhorn - Urdenfürggli; Profil 27, Abschnitt 12

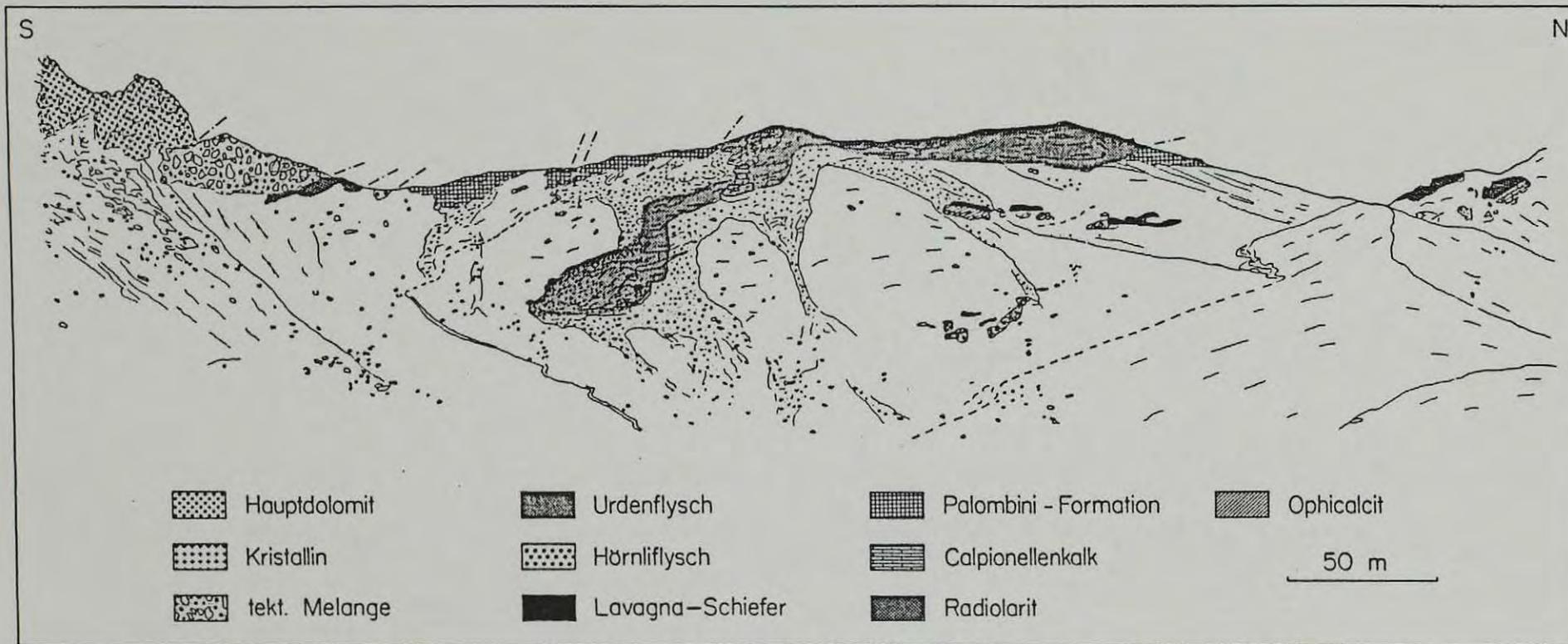


Fig. A42: Ansichtsskizze des Abschnittes zwischen dem Urdenfürggli und dem Grat gegen das Parpaner Weisshorn aus dem Profil 27.

Die vor allem auf der Westseite des Grates aufgeschlossenen tektonischen Melanges 11 und 12 werden von tektonisch stark überprägten, grossen, isolierten Aufschlüssen von Palombini-Kalken, Radiolariten und Kieselschiefern, sowie Ophicalciten und Ophicalcitbreccien unterlagert.

13. Unmittelbar nördlich des Urdenfürggls ist am Grat selbst eine stark verschuppte Zone von Radiolaritschiefern und massigen Radiolariten sowie Calpionellenkalken zu beobachten.

- Gegen Osten gehen diese Lithologien in eine sehr mächtige Sequenz von dickbankigen Palombini-Kalken mit Linsen von **Urden-Flysch** und Serpentiniten über.
- Gegen Westen werden die Grataufschlüsse durch eine schmale Mischzone mit Dolomitbreccien, kalkigen Schiefern mit grauen Sandsteinen des **Urden-Flysches**, kalkfreien Schiefern mit Linsen von Ophicalciten, sowie Radiolariten und Calpionellenkalken überlagert.

14. Im unteren Teil der Flanke südlich des Urdenfürggls schliesst ein **tektonisches Melange vom Typ A** an, welches am Grat selbst nicht sehr gut aufgeschlossen ist. An der Flanke, die vom Grat gegen Westen verläuft, ist diese interessante Abfolge jedoch gut erhalten. In der Matrix von schwarzen, kalkfreien Schiefern findet man bis zu über 1m mächtige Blöcke von:

- Pillow Basalten (teilweise variolithisch), Pillow Breccien, Ophicalciten
- grünen Radiolariten
- grünlichgrauen lithischen Sandsteinen (PL 596): **Hörnli-Flysch**
- Dolomit-dominierten Breccien, die am Grat selbst nicht erhalten sind, an der Flanke weiter gegen Westen jedoch in bedeutender Mächtigkeit auftreten (vgl. 4.5.3.1.).

15. Darüber folgen Palombini-Kalke mit Einschaltung von Lavagna-Schiefern und untergeordnet Kalkareniten.

16. Im Hangenden sind tektonisch stark beanspruchte, gerippte, dünn- bis mittelbankige Sandsteine mit Zwischenlagen von Kalkschiefern (Fazies D1-D3, selten C2) aufgeschlossen (PL 528, 533, 535, 610). Dieser Aufschluss bildet die Typlokalität des Chromit- und L_{SED} -dominierten **Urden-Flysches**.

Im obersten Teil der ca 50m mächtigen Sandstein-Abfolge sind zwei Linsen von Kristallin einerseits und dolomitischem Kalk sowie Dolomitbreccie andererseits (sedimentär?) eingeschaltet.

Im markanten Aufschluss der Ostflanke sind zudem kleine Linsen von Ophicalcit, Calpionellenkalk, Palombini-Kalk sowie verschiedenen Breccien (Dolomitbreccien, Sandsteinbreccien) in die Serie der grauen, teilweise fast schwarzen, kalkigen Schiefer und Sandsteine eingelagert. Dieser Abschnitt sollte eher als

Urden-Flysch-Melange bezeichnet werden

17. Im Anschluss an diese Flysch-Serie folgen Palombini-Kalke, die eine Linse von **Hörnli-Flysch** einschliessen.

18. Darüber sind stark verfaltete und zum Teil zerscherte graugrüne lithische Sandsteine (PL 540) des **Hörnli-Flysches** aufgeschlossen, die mit Ophicalcitlinsen, sowie roten Radiolariten und Radiolaritschiefern assoziiert sind.

19. Den Abschluss der Arosa-Zone unter der Überschiebung der Tschirpen-Decke bildet ein **tektonisches Melange des Typs C1**, welches vorwiegend aus chaotisch deformierten Blöcken von Ophicalciten und Ophicalcitbreccien besteht, daneben aber auch Linsen von folgenden Lithologien enthält:

- polymikte Rauhwacke mit Sandsteinlinsen
- hellgraue, plattige Kalke
- Dolomitbreccie
- Radiolarite und Palombini-Kalke
- **Urden-Flysch** (PL 563, 1560)

Sämtliche dieser Komponenten sind in einer zerscherten Matrix von dunkelgrauen bis schwarzen, kalkfreien Schiefen (Lavagna-Schiefen?) aufgearbeitet.

20. Im Hangenden folgen an der Basis der überschobenen ostalpinen Tschirpen-Decke Hauptdolomite und andere Triassedimente.

P.27.3. Zusammenfassung und Interpretation

Die intensive Vermischung von ozeanischen Elementen und Lithologien aus dem Bereich des Kontinentalrandes ist charakteristisch für dieses mächtige Profil.

Im unteren Teil des Profils fällt eine Dominanz von unterostalpinen Elementen auf, während im oberen Abschnitt des Profils eher südpenninische Lithologien vorherrschen.

Die grosse Verbreitung des **Urden-Flysches**, sowohl in Form von individuellen Schuppen, wie auch als Komponenten in tektonischen Melanges (vgl Abschnitt 16) ist auffällig.

Das Auftreten von Olistholithen (Kristallin und Hauptdolomit) innerhalb des **Urden-Flysches** und der Übergang von einem monogenen Flysch in ein Flysch-Melange ist ein Merkmal im obersten Abschnitt des Profils.

Erstaunlich ist das Vorkommen von **Schwerzi-Flysch** im unteren Teil des Profils innerhalb einer Sequenz, die von unterostalpinen Elementen dominiert ist.

Das Auftreten einer atypischen Fazies der Palombini-Formation, welche möglicherweise sedimentär eingelagerte, sandige Einschaltungen enthält (vgl Abschnitt 9), kann als weiterer Hinweis gelten, dass bereits während der oberen

Unterkreide ein Relief bestand, von dessen Hochzonen Chromit-führendes Material in die ozeanischen Becken geschüttet wurde (vgl Profil 18).

Profile Motta

Südlich des Urdenfürgglis sind in der Arosa-Zone praktisch keine kretazischen Elemente mehr aufgeschlossen. Eine Ausnahme bilden die deutlich hervortretenden Felsnasen oberhalb der Lokalität Motta WSW des Parpaner Weissorns. Ausser der Eintragung auf der geologischen Karte (CADISCH, 1922), wo diese Aufschlüsse als Sandsteine vom Saluvertypus dargestellt sind, findet man in der Literatur keine weiteren Beschreibungen.

Die beiden aufgenommenen Profile (Fig. A 43) stehen am nördlichen und am mittleren von drei Graten an.

P.28. Profil Motta Nord

Die Basis dieses Aufschlusses (Fig. A 43) ist nicht homogen ausgebildet, so dass drei möglichst repräsentative Basisprofile aufgenommen wurden.

Profilbeschreibung Koord.: (764.550/180.775-764.725/180.825)

Basis Nord:

- 1a. Kalkfreie Schiefer mit grauen lithischen Sandsteinen und grauen mikritischen Kalken bilden die Basis.
- 1b. Graue, fein- bis mittelkörnige, massige Sandsteine (PL 913) des **Hörnli-Flysches** mit einer Linse von Calpionellenkalken folgen darüber.

Basis Mitte:

- 1A Zuunterst ist ein Block einer Breccie aufgeschlossen, welche vorwiegend aus lithischen Sandsteinen (Hörnli-Flysch?) besteht.
- 1B Darüber findet man graue, kalkfreie Schiefer mit Linsen von Calpionellenkalken und grauen, feinkörnigen Sandsteinen (ähnlich Abschnitt 1a, Basis rechts)
- 1C Im Hangenden folgen monogene Calpionellenkalke.
- 1D Dunkelgraue, kalkfreie Schiefer mit einem grossem Ophicalcitblock und einer dünnen Bank eines hellgrauen mikritischen Kalkes folgen zuoberst.

Beide Aufschlüsse können über den Calpionellenkalk und die Schiefer-Sandstein-Kalk-Serie an der Basis (1A-1B) miteinander korreliert werden. Beide Abschnitte werden nach einer Aufschlusslücke von einem tektonischen Melange überlagert, welches vor allem im Südteil des Aufschlusses ansteht.

Profile 28, 29: Motta

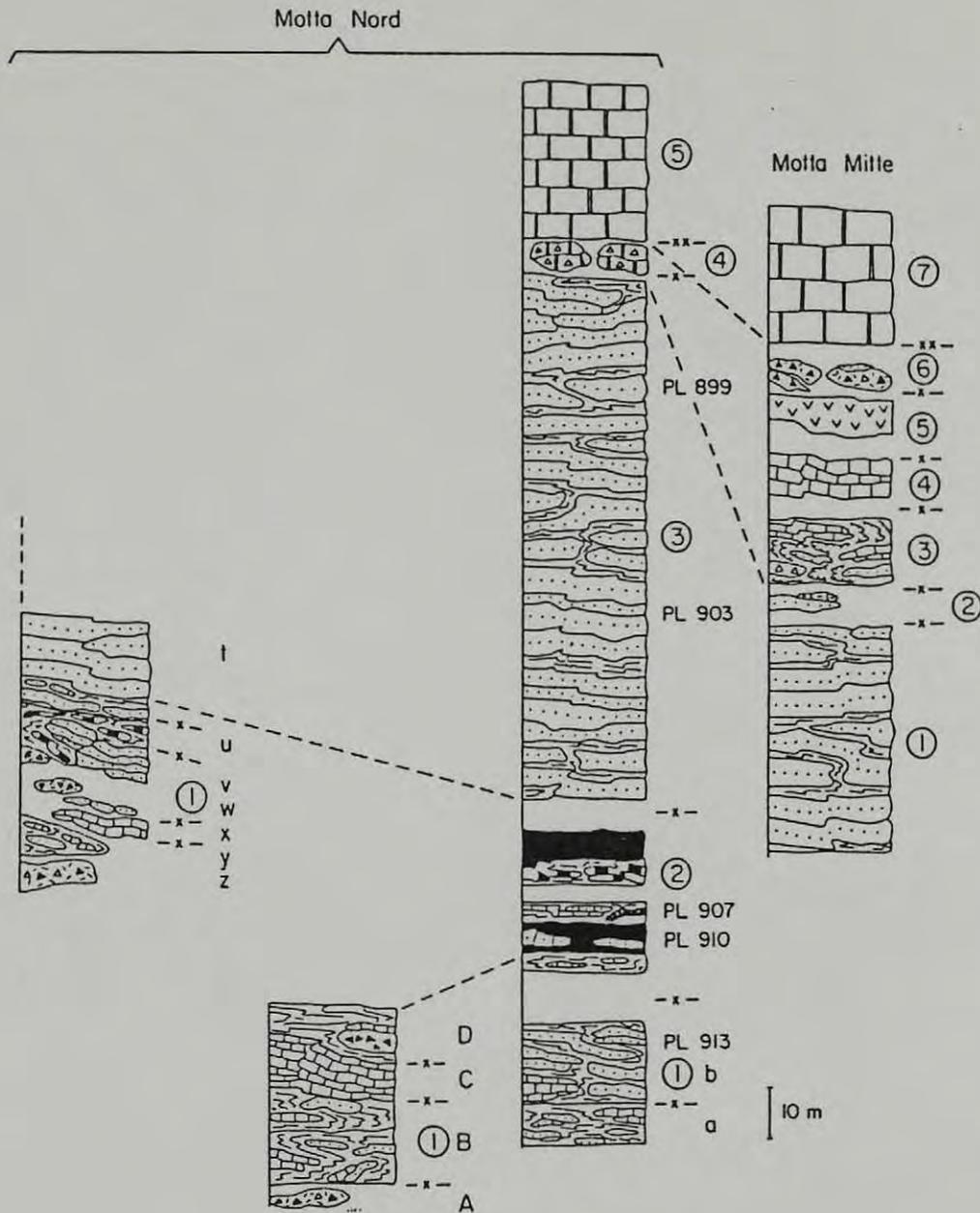


Fig. A43: Profile 28-29 (Motta)

2. Dieses tektonische Melange vom Typ A oder D besteht aus verschiedensten von unten nach oben wie folgt aufgeschlossenen Elementen:

- Graue, kalkfreie Schiefer mit Linsen von dunklen, sandigen Kalken bilden die Basis.
- Schwarze phyllitische Schiefer (Lavagna-Schiefer) mit Linsen von schwarzen Kalkareniten sowie einem Block eines feinkörnigen Sandsteins (PL 910), der sedimentäre Deformationsstrukturen aufweist, folgt darüber. Dieser Sandstein enthält neben einem beträchtlichen Anteil an **Chromiten** viele trochospirale planktonische Foraminiferen, welche eventuell zum Teil **palaeozänen Alters** sind (vgl. Kap. 5.).
- Darüber sind graue, kalkfreie Schiefer mit dünnen, laminierten Kalken, grauen Kalkareniten (PL 907) sowie rötlich anwitternden Hornsteinen aufgeschlossen. Die Kalkarenite enthalten eine interessante **Fauna**, welche als **Cenomanian bis oberes Turonian** datiert werden kann (vgl. Kapitel 5).

- Eine normalliegende Folge von Tonschiefer-dominierten Palombini-Kalken und Lavagna-Schiefeln bilden den oberen Abschluss dieses Melanges.
- 3. Dickbankige, selten dünnbankige, amalgamierte, graugrün anwitternde, im Bruch graue lithische Sandsteine des **Hörnli-Flysches** (PL 899, 903) mit dünnen schwarzen Tonschiefer Zwischenlagen erreichen gegen 100m und bilden damit eines der mächtigsten monogenen Kreideflyschpakete in ganz Mittelbünden.
Einzelne Sandsteinbänke sind stark verfaltet, andere sind boudiniert. Oft ist ein deutliches "coarse tail grading" zu beobachten (Fazies C₁). Wenige dünnere Sandsteinbänke sind als ideale Bouma-Zyklen (Fazies C₂) ausgebildet.
- 4. Im Hangenden dieses mächtigen Flysches fällt eine Dolomitbreccie auf, die jedoch nur in Form von Blöcken erhalten ist.
- 5. Darüber folgt der Hauptdolomit der Tschirpen-Decke.

An der Basis des mächtigen Hörnli-Flysch Pakets, welches ganz im Norden des Felsbandes etwas höherliegt, sind mehrere teilweise isolierte Aufschlüsse erhalten, die folgende Lithologien enthalten.

Basis Süd:

- 1z. Zuunterst sind Breccien aus Sandsteinen aufgeschlossen, welche ophiolithische Komponenten enthalten.
- 1y. Graue, kalkfreie Schiefer mit Sandsteinlinsen und Calpionellenkalken folgen darüber.
- 1x. Calpionellenkalke schliessen im Hangenden an.
- 1w. Linsen von grauem, lithischem Sandstein des **Hörnli-Flysches** überlagern die pelagischen Sedimente.
- 1v. Nur als isolierte Linsen ist eine Ophicalcitbreccie erhalten.
- 1u. Graue, kalkfreie Schiefer mit dunklen Palombini-Kalken und einer stark tektonisierten Linse von **Hörnli-Flysch** bilden den oberen Teil des Aufschlusses.
- 1t. Darüber folgt wie in Abschnitt 3 der mächtige **Hörnli-Flysch**

P.29. Profil Motta Mitte

Im Profil am nächst südlichen Grat (Fig. A 43) schalten sich über dem **Hörnli-Flysch** mehrere Linsen von Lithologien ein, die im Nordprofil nicht aufgeschlossen sind.

Profilbeschreibung Koord.: (764.525/180.650-764.675/180.625)

1. Die Basis bildet dickbankiger, normaliegender, amalgamierter **Hörnli-Flysch**.
2. Darüber folgen stark rekristallisierte, kalkige Sandsteine und grüne, mergelige Kalke.
3. Auf diese sind mittel- bis dunkelgraue plattige Kalke (ev. Calpionellenkalke) überschoben. Einzelne Linsen von Dolomit-reichen Sandsteinen und Konglomeraten (ähnlich Urden-Konglomerat) stecken in diesem Abschnitt in schwarzen, gegen unten grauen, kalkigen Schiefen.
4. Nach einer Aufschlusslücke sind grosse Blöcke von Arlberg-Kalken aufgeschlossen.
5. Darüber steht in einem weiteren isolierten Aufschluss Gips an.
6. Linsen von Ophicalciten und Ophicalcitbreccien, die kleine Sandsteinlinsen enthalten, bilden die obersten Elemente der Arosa-Zone.
7. Der überschobene Hauptdolomit bildet die Basis der Tschirpen-Decke.

Zusammenfassung und Interpretation der Profile 28 und 29

Im Profil Motta Nord ist in erster Linie das ungewöhnlich mächtige Vorkommen des **Hörnli-Flysches** in der auskeilenden Arosa-Zone östlich der Lenzerheide auffällig. Ophiolithe sind nur in Form von Ophicalciten und Ophicalcitbreccien vertreten, obwohl in unmittelbarer Nähe grosse Ophiolithmassen erhalten sind (vgl CADISCH, 1922).

Die Linse der inhomogenen Serie an der Basis des Hörnli-Flysches (Abschnitt 2, Profil Motta Nord), welche sehr junge Lithologien enthält, kann nicht sicher eingeordnet werden (Südpenninikum oder Prättigau-Flysch; vgl Kap. 5).

Breccien, die teilweise ophiolithische Elemente enthalten, trennen die Lithologien der Arosa-Zone von den darüberfolgenden Sedimenten der unterostalpinen Trias.

P.30. Profil Bova Gronda

Zwischen dem Urdenfürggli und Tiefencastel ist die Arosa-Zone nur als dünner, gegen Süden auskeilender Span erhalten. Aufschlüsse findet man in verschiedenen Bacheinschnitten, welche am Fuss der Lenzerhornkette den mächtigen Gehängeschutt durchschlagen haben. Das bekannteste dieser Profile ist das in der Bova Gronda (Fig. A 44).

P.30.1. Bisherige Arbeiten

BRAUCHLI (1922) beschrieb in diesem Profil unter den Arlberg-Dolomiten der zur Silvretta-Decke gehörenden Rothornschuppe eine mächtige Serie von mesozoischen

Schiefern und tertiären Bündnerschiefern an der Basis.

SCHMID (1965) verglich die schwarzen Ton- und Kalkschiefer, die verschiedene Sandstein- und Kalk-Komponenten enthalten, mit dem ältesten Flysch der Gelbhorn-Decke, strich aber auch die Ähnlichkeit mit der Eggberg-Serie des Prättigau-Flysches (NÄNNY, 1948) hervor. Den darüberfolgenden Schieferkomplex, welcher unter anderem Radiolarit- und Kristallinlinsen enthält, ordnete derselbe Autor der Platta-Decke zu. Dieser Span aus Elementen der Platta-Decke wird nach SCHMID (1965) seinerseits durch Rauhwacken vom Arlberg-Dolomit der überschobenen Silvretta-Decke abgetrennt.

P.30.2. Profilbeschreibung Koord.: (763.450/174.425-763.800/174.425)

1. Die Unterlage der südpenninischen Elemente bilden dunkelgraue bis schwarze Schiefer mit linsenförmigen Komponenten verschiedener Lithologien:

- dunkle Kalke
- graue, glimmerreiche, feinkörnige, Quarz- und Feldspat-reiche Sandsteine (PL 1383).
- graue, grobkörnige Quarzite

Die Schiefer dieser Abfolge sind deutlich heller als die der darüberfolgenden Sequenz.

2a. Die im Abschnitt 1 beschriebenen und die folgenden Lithologien können in einem rechten Seitenarm des Baches (ab ca 1730m) verfolgt werden, (Koord.: 763.525/174.475 -763.600/174.525), währenddem im Hauptbach eine geringmächtige Aufschlusslücke folgt.

- Rot anwitternde, dunkelgraue Schiefer mit verfalteten Linsen von ebenfalls rot anwitternden grauen Kalken unterlagern ein Band eines gelb anwitternden, hellen Kristallins.
- Es folgen graue Schiefer mit Linsen von Sandsteinen, hellgrauen Kalken und dunklen, tektonisierten Tonschiefern mit Kristallinschmitzen.
- Diese werden von einem mächtigen Keil von graue massigen Sandsteinen (PL 1377) des **Hörnli-Flysches** überlagert, welche ihrerseits von dunklen phyllitischen Schiefern abgelöst werden. Diese Schiefer enthalten relativ grobkörnige, Dolomit-reiche, rötlich anwitternde graue Sandsteine, welche sich nach den Daten der Sedimentpetrographie ebenfalls als Chromit-haltige L_{VH} -dominierte Population erweisen (PL 1376). Sie werden als Variation des **Hörnli-Flysches** klassifiziert.

3a. Darüber folgen partiell rötlich anwitternde, dunkelgraue Palombini-Kalke.

4a. Diese Kalke werden von einem **tektonischen Melange vom Typ C2** überlagert. In die extrem stark tektonisierte Matrix von rötlichbraunen bis

Profil 30: Bova Gronda

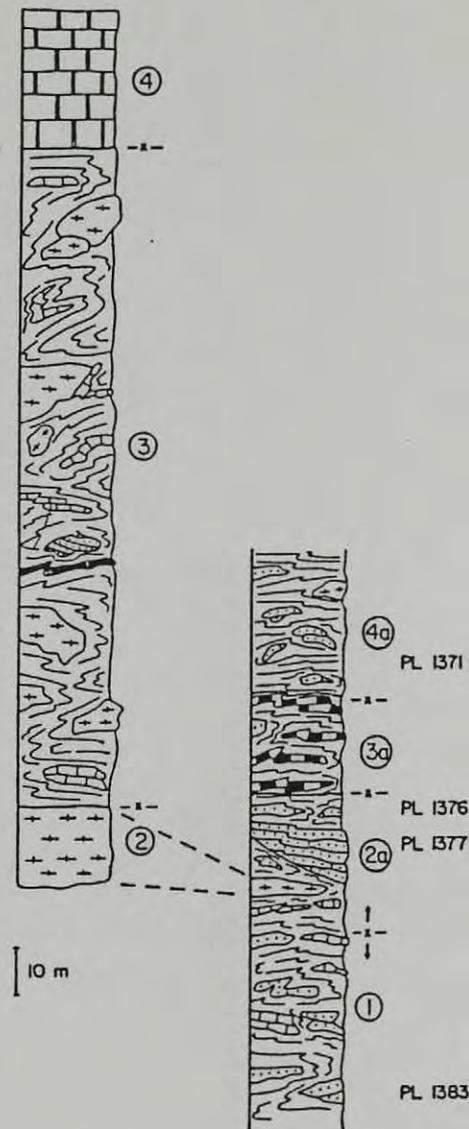


Fig. A44: Profil 30 (Bova Gronda)

schwarzen Phylliten, die parallel zur Schichtung stark von Calcitklüften durchsetzt sind, sind folgende Lithologien eingespiesst:

- gelblich anwitterndes, helles, saures Kristallin
- feinkörnige, stark rekristallisierte Sandsteine ($L_m > L_s > L_{vh}$, Chromit ca. 40%), die in keine der bekannten Populationen integriert werden können.
- graue, laminierte, Pyrit-reiche Sandsteine
- graugrüne Sandsteine (PL 1371) mit einzelnen grossen Dolomitkomponenten:
Hörnli-Flysch.

Diese Abfolge kann wegen des steilen Geländes nur bis ca 1780m verfolgt werden, reicht aber noch weiter hinauf.

2. In der Hauptrunse folgt nach einer kleinen Aufschlusslücke ein mehrere Meter mächtiger Block eines grünen, sauren Kristallins.

3. Darüber kann bis auf ca 1870m eine eintönige Matrix von Tonschiefern beobachtet werden, in welche verschiedene Blöcke eingeschlossen sind:
 - helles, saures Kristallin mit schwarzen Einsprenglingen
 - grüne Radiolarite
 - dunkelgraue Kalke
 - ophiolithische? Sandsteine
4. Die Arosa-Zone wird durch Arlbergdolomite der Rothornschuppe (Silvretta-Decke) überschoben.

P.30.3. Zusammenfassung und Interpretation

Das Profil der Bova Gronda ist dadurch charakterisiert, dass die Arosa-Zone stark ausgedünnt ist und vorwiegend durch unterostalpine Elemente in Form von kalkfreien Schiefen und Kristallinlinsen aufgebaut wird. Diese dünne Arosa-Zone ist zwischen dem Gelbhorn-Flysch unten und den Sedimenten der Silvretta-Decke oben eingeschuppt.

Der **Hörnli-Flysch**, sowie ein nicht genau einzuordnender Chromit-haltiger Flysch und die Palombini-Kalke sind zweifelsfrei Elemente aus dem Südpenninikum. Diese Lithologien sind als isolierte Linsen erhalten und als Komponenten in tektonischen Melanges eingeschlossen.

Die Grenze zum darunterliegenden **Gelbhorn-Flysch** (SCHMID, 1965) ist nicht klar zu erkennen. Er wird im Feld nur durch einen Farbwechsel in den Schiefen und im Labor durch das Fehlen von Chromiten in den Sandsteinen angezeigt.

P.31. Profil Motta Palousa

Das Profil in der Bachrunse östlich von Tgavrouls bei Tiefencastel ist eines der wenigen Dokumente des äusserst komplexen Übergangsbereiches von Arosa-Zone und Platta-Decke zwischen Mittelbünden und dem Oberhalbstein.

P.31.1. Bisherige Arbeiten

In der ersten geologischenn Untersuchung dieses Profils nahm OTT (1922) an, dass die gesamte Flyschmasse zwischen dem Prättigau und dem Oberhalbstein zur Margna-Decke gehört. Die eingeschuppte Linse aus Dolomiten, Kalken und Graniten nannte er "**Tgavrouls-Serie**" und deutete sie als Elemente der Falknis-Decke. ZIEGLER (1956) ordnete die Tgavrouls- Serie der Martegnas-Serie zu, welche hier zwei Flyschschuppen des "Eggberg Typus" voneinander trennen soll. Eine höhergelegene, schon von OTT (1922) erwähnte Linse aus Sulzfluh-Kalken liegt nach

ZIEGLER (1956) zwischen Serpentiniten der Arosa-Zone und Bündnerschiefern der Platta-Decke.

STAUB (1958) interpretierte die Tgavrouls-Serie in Analogie zur "Stürviser-Serie" oberhalb Alvaschein. Er betrachtete sie als Teilstück eines zwischen zwei aufeinander überschobenen Flyschmassen (Lenzer- und Muttnerhorn-Flysch: unten; Präsanzer Flysch: oben) eingespiessten Keils der Martegnas Zone (Platta-Decke).

STREIFF (1962) beschrieb die Tgavrouls-Serie als Nivaigl-artige Schichtfolge, und ordnete ihr damit die Stellung eines Bindegliedes zwischen Falknis- und Gelbhorn-Decke zu.

SCHMID (1965) betrachtete den Flysch im Liegenden und im Hangenden der Tgavrouls-Serie als Gelbhorn-Flysch. Nach seiner Ansicht umfasst die Tgavrouls-Serie nur eine 6-10m mächtige Abfolge von Kalkmarmoren, Quarziten und Serpentin-schiefern, welche den Lithologien der Martegnas-Zone ähnlich sind. SCHMID (1965) glaubte jedoch im Gegensatz zu STREIFF (1962) dass die Martegnas-Zone nicht als Platta-Schuppe, sondern als Schürfling der Tschera-Decke zu deuten ist.

A.31.2. Profilbeschreibung Koord.: (765.250/169.475-765.225/169.000)

Da in der zwischen Tiefencastel und Surava am Fuss des Motta Palousa gelegenen Runse die Verhältnisse nicht ideal sind, wurde in den beiden Hauptbächen je ein Profil aufgenommen (Fig. 45).

a) Profil West (a):

1. Stark ausgewalzte, dunkle, kalkige Tonschiefer mit dunklen, kalkigen Sandsteinen bilden den untersten Aufschluss. Gegen oben gehen diese Tonschiefer in Kalkschiefer mit Linsen von grauen, glimmerreichen Sandsteinen über. Die Sandsteine (PL 1386) sind den L_m -dominierten, Chromit-freien Quarziten der **Tschirpen-Serie** petrographisch sehr ähnlich, gehören jedoch vermutlich zum Gelbhorn-Flysch.
2. Als isolierter Aufschluss folgt eine sehr ähnliche Abfolge wie im vorherigen Abschnitt, welche jedoch vermehrt Einschaltungen von Sandsteinen enthält.
3. Stark tektonisierte und rekristallisierte helle Sulzfluh-Kalke, die SCHMID (1965) als Sulzfluh-Marmore bezeichnete, schliessen im Hangenden an.
4. Darüber ist eine bis zur Unkenntlichkeit tektonisierte und verwitterte Abfolge von schwarzen, kalkigen Schiefern mit Einschlüssen von grauen Sandkalken und kleinen Serpentinlinsen aufgeschlossen.
5. Extrem stark zerscherte Sulzfluh-Kalke überlagern diese Schiefer.
6. Serpentinite mit Einschuppungen von grauen, kalkigen Schiefern, die grobe,

Profil 31: Motta Palousa

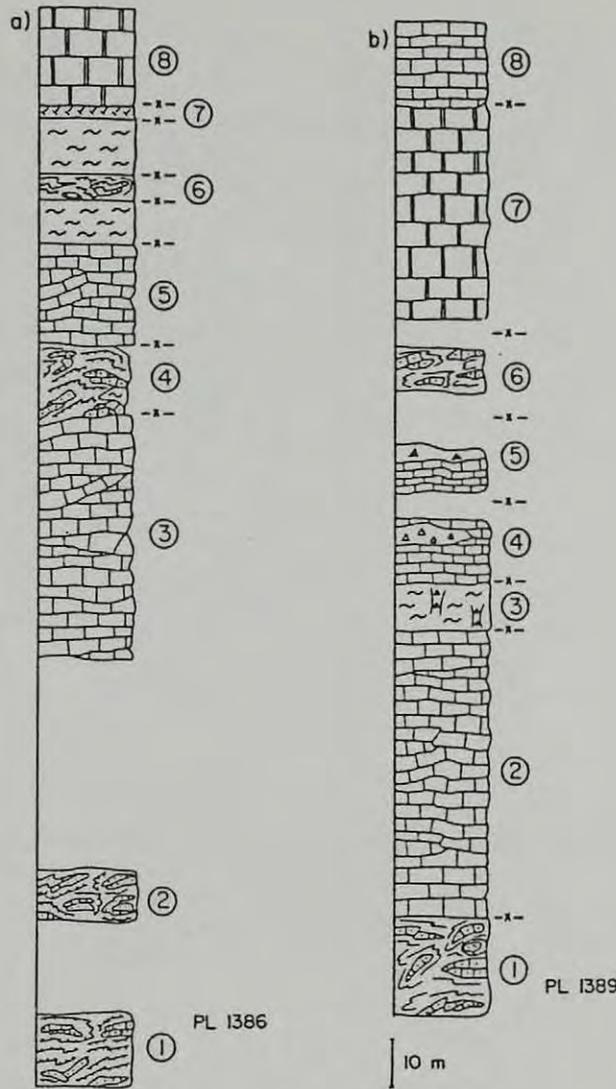


Fig. A45: Profil 31 (Motta Palousa)

Quarz-reiche Sandsteine enthalten, folgen darüber.

7. Gelbe Rauwacken sind nur als Linsen erhalten.
8. Mit dem Erreichen des Hauptdolomits der **Aela-Decke** wurde die Aufnahme dieses Profiles abgeschlossen.

b) Profil Ost (b):

1. Stark tektonisierte dunkle, kalkfreie Schiefer mit Linsen von dunklen, kalkigen Sandsteinen und schwarzen, Pyrit-reichen, kalkigen Sandsteinen mit einer unbestimmbaren Fauna (PL 1389) bilden die Basis. Serpentinite, wie sie ZIEGLER (1956) aus diesem Aufschluss beschrieb, fanden wir nicht, dafür jedoch eine Linse eines anderen stark zerscherten Grüngesteins (Spilit?).
2. Eine mächtige Linse von Sulzfluhkalken schaltet sich an dieser Stelle des Profils ein.
3. Stark verwitterte und rekristallisierte Ophicalcite und Serpentinite folgen darüber.
4. Gelb anwitternde, kalkige Sandsteine und hellgraue, laminierte, von Calcitklüften durchschlagene Kalke (ähnlich den Streifenschiefern der älteren Autoren) mit Linsen einer Breccie (ev. Streifenschieferbreccie; EBERLI, 1986), die aus schlecht

gerundeten laminierten Sandkalk-Komponenten besteht, schliessen im Hangenden der Ophiolithe an.

5. Helle, laminierte Kalke (wie in Abschnitt 4), im oberen Teil überlagert von schwarz anwitternder Ophicalcitbreccie, bilden einen isolierten Aufschluss.
6. Graue, stark zerscherte Schiefer mit Linsen von gelb-anwitternden grauen, kalkigen Sandsteinen bis Feinbreccien bilden den nächsthöheren ebenfalls isolierten Aufschluss.
7. Der darüberfolgende Hauptdolomit der Aela-Decke kann mit demjenigen im Profil West verbunden werden.
8. Nach ca 40m Hauptdolomit schalten sich Allgäu-Schiefer und -Kalke ein.

P.31.3. Zusammenfassung und Interpretation

Diese tektonisch äusserst kompliziert aufgebauten Profile enthalten sowohl Ophiolithe (Ophicalcite, Ophicalcitbreccien, Serpentinite, Spillite), wie auch verschiedene Sedimente. Ostalpine Hauptdolomite, Allgäu-Kalke und -Schiefer, sowie Sandsteine und kalkige Sandsteine dominieren. Letztere stecken als Linsen in den Schiefen, sind Chromit-frei und L_m -dominiert und können wahrscheinlich dem Gelhorn-Flysch (PL 1386, 1389) zugeordnet werden. Chromit-haltige Flysch-Serien sind keine vorhanden. Eine klare Abtrennung einer Tgavrouls-Serie, wie sie von STAUB (1958) und SCHMID (1965) vorgenommen wurde kann zumindest in diesem Profil nicht nachvollzogen werden. Vielmehr handelt es sich um eine Verschuppung von südpenninischen (Ophiolithe), zentralpenninischen (Sulzfluhkalke, Gelhorn-Flysch) und (unter)ostalpinen Elementen (Allgäu-Kalke und -Schiefer) an der Basis der Aela-Decke.

Im Gegensatz zur Bova Gronda, wo noch eindeutige Lithologien der Arosa- Zone (z. B. Hörnli-Flysch) vorkommen, sind hier nur noch Ophiolithe erhalten, welche entweder der Arosa-Zone, oder der Platta-Decke zugeordnet werden können.

P.32. Profil Val Bercla

In der von Ophiolithen dominierten Platta-Decke sind mittel- und oberkretazische Sedimente nur selten erhalten. Als Vergleich zu den Profilen aus der Arosa-Zone haben wir das von DIETRICH (1970) beschriebene Profil der Val Bercla angeschaut (Fig. A 46).

P.32.1. Bisherige Arbeiten

DIETRICH (1970) fand in der obersten Platta-Schuppe im Profil Val Bercla (Profil D)

zwei verschiedene kretazische Lithologien, die er datieren konnte:

Zum einen waren es Kalkphyllite und Phyllite mit *Hedbergella sp.* und *Planomalina sp.* des Aptian - Albian und zum anderen Kalkarenite mit *Calpionella alpina* LORENZ, benthonischen Foraminiferen (*Lenticulina sp.*, *Textularia sp.*) und Inoceramenschalen, die auf ein Alter von oberem Albian (oder jünger) hinweisen.

Die jüngsten Kreidesedimente der Platta-Decke weisen nach DIETRICH (1970) normalstratigraphische Kontakte zu basischen Ophiolithen auf.

P.32.2. Profilbeschreibung Koord.: (764.950/150.360-765.100/150.225)

Abschnitte 1-11 teilweise nach DIETRICH (1970)

1. Die Basis bilden Serpentine, die mit tektonischem Kontakt von einem stark tektonisierten Komplex verschiedener Lithologien überlagert werden (Abschnitte 2-10):
2. Schwarze Phyllite, untergeordnet auch grüne Phyllite
3. grüne, den Calpionellenkalken ähnliche, gebänderte Kalke
4. Kalkige z. T. gradierte Sandsteine (PL 765) mit Radiolarien, Calpionellen und Inoceramenschalen, die in Kalkphyllite eingelagert sind. DIETRICH (1970) fand neben den Inoceramenschalen in Kalkareniten dieses Aufschlusses *Lenticulina sp.* und *Textularia sp.*, was diesen Sandsteinen ein Alter von **oberem Albian (oder jünger)** zuordnet.
5. Graue, kalkige, teils phyllitische Schiefer
6. metamorphe Pillow-Breccien
7. Diabase
8. Schwarze Kalkphyllite mit Spatkalken
9. Calpionellenkalke
10. Rote Kieselschiefer bis Radiolarite
11. Über diesen Komplex sind Pillow-Basalte überschoben, die in Chlorit-Albit-Schiefer übergehen.
12. Im Hangenden der Ophiolithe folgen mit möglicherweise primärem tektonisiertem Kontakt dunkelgraue, siltig glänzende Tonschiefer mit Linsen einer Breccie.
13. Die darüberfolgende Wechsellagerung von vorwiegend mittelgrauen und dunkelgrauen Schiefen mit Linsen von dunkelgrauen, orangebraun anwitternden Kalken kann mit den **Palombini-Kalken** korreliert werden.
14. Diese werden von kalkfreien schwarzen Schiefen mit Einschaltungen von dünnen, möglicherweise turbiditischen Kalkbänkchen überlagert. Diese Fazies kann mit den **Lavagna-Schiefen** der Arosa-Zone verglichen werden.
15. Darüber liegt eine progradierende Serie von feinen turbiditischen Sandsteinen

Profil 32: Val Bercla

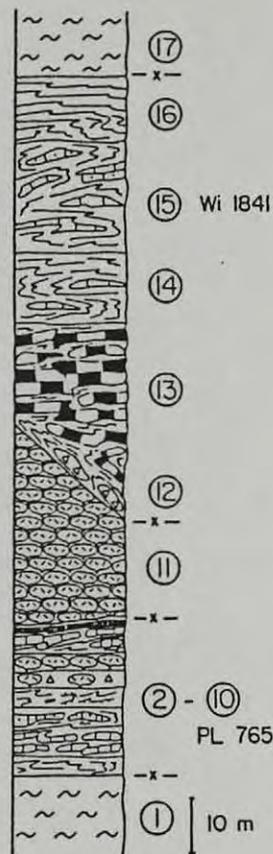


Fig. A46: Profil 32 (Val Bercla)

und Silten mit Zwischenlagen von schwarzen, kalkfreien, turbiditischen Peliten, welche sowohl im Bezug auf ihre Schwermineral-Zusammensetzung, wie auch auf ihren Mikrofossilgehalt sehr interessant sind.

Die zum Teil groben basalen Sandsteine sind reich an L_S - und L_{VH} -Komponenten und führen viel Chromit in der Schwermineralfraktion (Wi 1841). Auffällig sind Chromite, die in einer grünen Serpentin- bzw. umgewandelten Chlorit-Matrix eingeschlossen sind. Solche Chromite sind auch typisch für die kalkigen Sandsteine der Serie 8 im Profil 18 bei der Hörnli Hütte (PL 400). Zudem bestehen zwischen diesen beiden Sandsteinen grosse lithologische Ähnlichkeiten.

Obwohl diese Serie in der Val Bercla von einer schwachen Metamorphose (Pumpellyit-Zone) überprägt wurde, enthält sie nach DIETRICH (1970) bestimmbare Mikrofossilien des **Aptian** und **Albian** (*Hedbergella* sp., *Planomalina* sp., *Schackoina* sp., fragl. *Globigerinelloides* und *Clavihedbergella* sp.).

16. Graue, grüne und schwarze Phyllite überlagern die geringmächtige Flysch-Sequenz, die ihrerseits von
17. Serpentinitten überschoben werden.

P.32.3. Zusammenfassung und Interpretation

Verschiedene Kreidesedimente, wie sie in der Arosa-Zone weitverbreitet sind (Palombini-Kalke, Lavagna-Schiefer, Flysch-Sandsteine) können auch in der Platta-Decke gefunden werden.

Serpentinite bilden die Basis und das Dach im Profil der Val Bercla. Im Liegenden einer Pillow-Basalt-Schuppe kann eine geringmächtige untere Abfolge (Abschnitte 2-10) beschrieben werden. Diese enthält neben ophiolithischen Elementen, Radiolariten und verschiedenen Kalken eine proximale, mit Breccien assoziierte Turbiditserie (Abschnitt 4), welche ins Albian gestellt werden kann, oder eventuell noch jünger ist. Die Pillow-Basalte werden stratigraphisch? von Palombini-Kalken, Lavagna-Schiefern und einer kalkreichen Turbiditserie (Abschnitt 15) überlagert. Letztere ist mit Aptian bis Albian datiert.

Die terrigenen Kreideablagerungen lassen den Schluss zu, dass die Sedimentation auch in der Platta-Decke mindestens bis in die oberste Unterkreide andauerte. Mächtige Flysch-Serien und tektonische Melanges, wie sie in der Arosa-Zone häufig sind, fehlen in der Platta-Decke. Chromit- dominierte Flysche sind aus der Platta-Decke nicht bekannt, obwohl diese Einheit hauptsächlich aus Ophiolithen aufgebaut ist. Möglicherweise hat die Platta-Decke als "weitgehend obduzierte Masse" während der Oberkreide nur in reduziertem Ausmass Sedimente erhalten.

Anhang Teil B. Flyschvorkommen ausserhalb der Profile

In diesem Abschnitt werden Flysch-Vorkommen, die nicht in den oben beschriebenen Profilen enthalten sind, gesondert behandelt. Die Beschreibung erfolgt in der geographischen Anordnung der jeweiligen Aufschlüsse von N nach S.

B.1. Cavelljoch

B.1.1. Bisherige Arbeiten

ARNI (1926) stellte in einem Profil den komplizierten Aufbau der Cavelljoch-Krete zwischen Punkt 2292m und Punkt 2296.6m (Lüneregg) dar. Nach seinen Angaben sind an diesem Grat zwischen dem nordpenninischen Ruchberg-Sandstein im Liegenden und den oberostalpinen Reiflinger-Schichten im Hangenden Gesteine der sogenannten Quetschzone (Arosa-Zone nach unserer Nomenklatur) und der Falknis-Sulzfluh-Decke aufgeschlossen. Die Aufschluss-Verhältnisse auf dem Grat sind jedoch unvollständig.

B.1.2. Beschreibung der verschiedenen Aufschlüsse

a) Auf dem Cavelljochgrat selbst sind keine südpenninischen Elemente aufgeschlossen. Über das ganze Joch sind in isolierten Aufschlüssen graue, massige Sandsteine erhalten. Es handelt sich dabei um Turmalin-dominierte Quarzite (PL 1249), welche dem **Ostalpin** angehören können, möglicherweise auch aus dem **Zentralpenninikum** (Falknis-Sulzfluh-Decke), oder dem **Nordpenninikum** (Prättigau-Flysch) stammen.

b) Am W-Ende des Cavelljoches, nördlich des Schwarzen Chopfs, ist ein kleines Profil aufgeschlossen:

Aufschlussbeschreibung Koord.: (775.300/212.400)

Die Basis bilden dolomitische Schiefer, welche von einigen m Spatkalken mit Dolomitgeröllen überlagert werden. Darüber folgt eine dünne Bank von **Verspala-Flysch**. Letztere wird von kalkigen Schiefen mit Kalk- bis Kalkarenit-Linsen überlagert, welche bis zur Überschiebung durch die ostalpinen Reiflinger-Schichten in isolierten Aufschlüssen beobachtet werden können.

c) In der Bachrunse, die vom Punkt 2292 zwischen Lüneregg und Schwarz-Chopf in Richtung Lünensee verläuft, können mehrere Aufschlüsse beschrieben werden:

Aufschlussbeschreibung Koord.: (775.400/212.400-775.775/212.500)

Auf ca 2240m findet man dieselbe Kalkbreccie wie im Profil nördlich des Schwarzen-Chopfs wieder. Hier sind jedoch helle, sandig-kalkige Einschaltungen zu beobachten. Ab ca 2170m stehen am linken Bachufer braungelb anwitternde, gradierte Kalkarenite an (PL 1251), welche reich sind an sedimentären Komponenten. Sie sind Chromit-frei und führen ein Schwermineralspektrum, das von Brookit/Anatas dominiert wird. Neben zahlreichen Spongienbruchstücken sind verschiedene *Pseudotextularien* erhalten, welche auf ein Oberkreide-Alter (**oberes Turonian bis Maastrichtian**) hinweisen. Auch diese Kalkarenite können entweder aus der **Falknis-Sulzfluh-Decke**, oder aus dem **Prättigau-Flysch** (Gyrenspitz-Pfävigrat-Serie) herkommen. Auf 2145m findet man eine dolomitreiche Breccie, welche an eine grobe Varietät des **Verspala-Flysches** grenzt. Ab ca 2115m, unterhalb der Stelle, wo der Weg den Bach kreuzt, überlagern Glaukonit-reiche Sandsteine eine stark tektonisierte Breccie. Diese Breccie enthält Komponenten der Glaukonit-reichen Sandsteine, sowie von kieseligen Sandsteinen, wie sie im Tilisunabach (vgl B2) vorkommen.

B.1.3. Zusammenfassung und Interpretation

Die meist sehr lückenhaft erhaltenen Aufschlüsse rund um das Cavelljoch und am Hang gegen den Lünersee bestehen aus Lithologien, die zumeist dem Mittelpenninikum zugeordnet werden können:

Die Couches Rouges mit *Globotruncanen* der Oberkreide und mit *Globorotalien* des Eozäns (HEISSEL et al, 1965), sowie die quarzitischen Sandsteine und Kalkarenite sind **mittel-** oder **nordpenninischer** Herkunft. Aus dem **Südpenninikum** stammen nur die vereinzelt erhaltenen Linsen von Verspala-Flysch. **Oberostalpine** Elemente treten in Form von kleinen Muschelkalk-Linsen auf. Dolomit-reiche Spatkalke, sowie die Kalkbreccien stammen möglicherweise aus dem **Unterostalpin** (vgl Kapitel 4.5). Die Mischzone am Cavelljoch wird im Osten von mittelpenninischen Couches Rouges und Malmkalken der Sulzfluh-Decke (Kirchlispitzen) überschoben.

B.2. Tilisunabach

B.2.1. Oberer Aufschluss Koord.: (786.150/209/350)

Am rechten Bachbord des Tilisunabaches unterhalb des Seeleins (NE Plassegen) ist die Grenze zwischen den sogenannten **Alpbach-Schiefern** (BURGER, 1978) und dem **Verspala-Flysch** aufgeschlossen. HEISSEL et al (1965) haben diesen

Aufschluss als "Saluver ähnliche Schiefer" in die geologische Karte des Rätikons eingetragen. Nach BURGER (1978) soll hier ein stratigraphischer Kontakt zwischen den sog. Alpbach-Schiefen im Liegenden und dem Verspala-Flysch im Hangenden erhalten sein. Nach unseren Untersuchungen können jedoch zwei weitere lithologische Einheiten unterschieden werden, die zwischen diese beiden Lithologien eingeschuppt sind (siehe Fig. B 1).

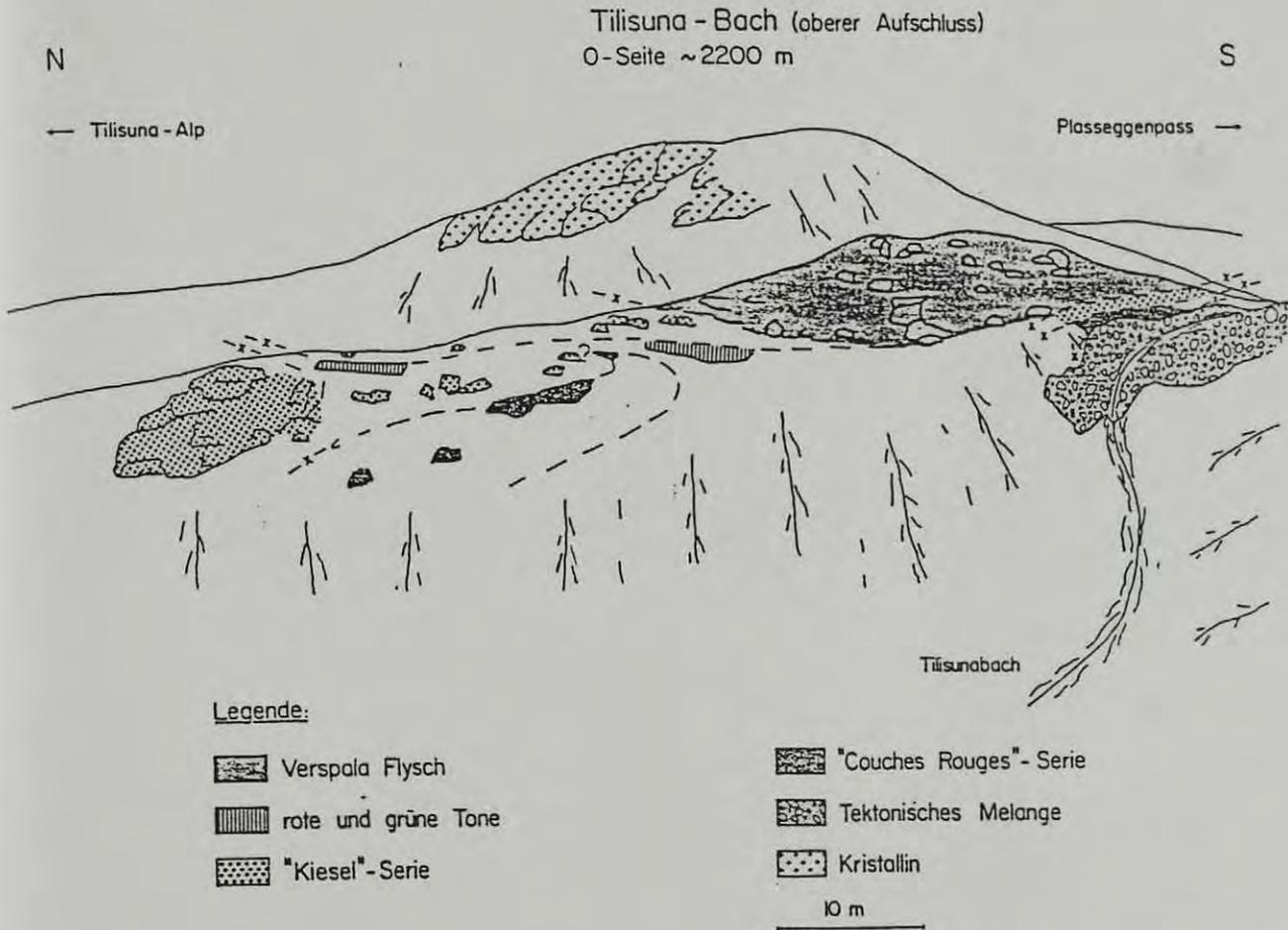


Fig. B1: Skizze des Aufschlusses Tilisuna Bach; oberer Aufschluss (B.2.1)

"Couches Rouges"-Serie

Diese Abfolge besteht aus grünen und roten Mergelschiefen mit Einschaltungen von dünnen, rot-grün laminierten Sandlagen. Teilweise sind auch bis zu 10cm dicke turbiditische Sandsteine (PL 1239) und graue turbiditische Mergel (Fazies D₂, D₃) eingeschaltet. Die Sandsteine sind **Chromit-frei**, sowie sehr reich an Rutil und Brookit und lassen sich mit der unterostalpinen **Augstberg-Serie** aus Mittelbünden vergleichen. Wegen der makroskopischen Ähnlichkeit mit den Couches Rouges wird diese Serie als "Couches Rouges"-Serie bezeichnet.

"Kiesel-Flysch"-Serie

Diese Serie besteht aus grüngrauen turbiditischen Sandsteinen mit Rippeln und ausgeprägter Konvolut-Schichtung (Fazies C₂ bis D₁). Auffällig sind Einschaltungen

von dunklen, Pyrit-reichen Kieselkalken. Die turbiditischen Sandsteine (PL 1233, 1234) sind reich an Turmalin und führen **Chromit**. Sie lassen sich in keine der grossen Sandsteinpopulationen einordnen, eine südpenninisch/unterostalpine Herkunft kann jedoch angenommen werden. An zwei Stellen geht diese Kiesel-Flysch-Serie gegen oben in rote und grüne Tone über, welche ihrerseits von dünnen, grünen, bioturbierten, kieseligen Siltiten überlagert werden (vgl Fig B1).

Diese beiden Sedimentserien ("Couches Rouges"-Serie, "Kiesel-Flysch"- Serie) sind zwischen ein tektonisches Melange (Alpbach-Schiefer nach BURGER, 1978) und den stark tektonisierten **Verspala-Flysch** (PL 1231) eingeschuppt. Der von BURGER (1978) interpretierte stratigraphische Übergang von den sogenannten Alpbach-Schiefern zum Verspala-Flysch kann damit nicht bestätigt werden. Nach einer Aufschlusslücke folgen grosse Blöcke von **Sulzfluhgranit**.

B.2.2. Unterer Aufschluss Koord.: (786.150/209.900)

Im Tilisuna Bach selbst ist zwischen 2100m und 2130m auf der rechten Seite ein Aufschluss mit einer deutlichen tektonischen Grenze zwischen den sogenannten Alpbach-Schiefern und dem Verspala-Flysch zu beobachten (vgl Fig. B2).

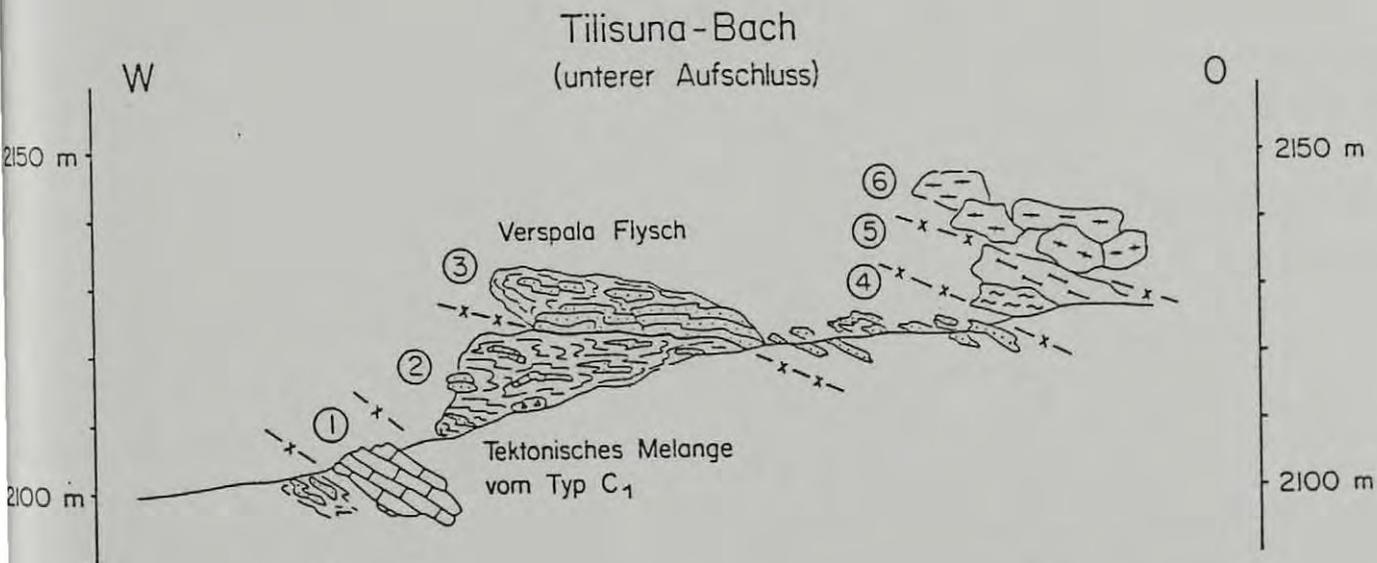


Fig. B2: Skizze des Aufschlusses Tilisuna Bach; unterer Aufschluss (B.2.2)

Über einem grossen Block von Arlbergkalk (1.) folgen (2.) gegen 20m eines **tektonischen Melanges vom Typ C1** (ehemalige Alpbach-Schiefer; BURGER, 1978). In den bräunlich anwitternden, dunkelgrauen, teils kalkigen Schiefen stecken Linsen von dunkelgrauen Kalken, stark zerscherten Palombini-ähnlichen Kalken und

Verspala-Flysch. Die Häufigkeit der Verspala-Flysch-Linsen nimmt gegen oben zu. Der normalliegende Verspala-Flysch (3.), welcher darüber folgt, ist eindeutig auf das tektonische Melange überschoben (vgl Fig B2). Der Verspala-Flysch wird seinerseits von einer ebenfalls ca 10m mächtigen Scholle von Serpentin (4.) und Ophicalcit (5.) überschoben. Darüber sind wie im oberen Aufschluss Granite der Sulzfluh-Decke aufgeschlossen (HEISSEL et al, 1969).

B.2.3. Zusammenfassung und Interpretation

In den beiden Aufschlüssen konnte der von BURGER (1978) postulierte sedimentäre Übergang von den "Alpbach-Schiefern" in den **Verspala-Flysch** nicht gefunden werden.

Es kann gezeigt werden, dass erstens im unteren Aufschluss eine eindeutig tektonische Linie das tektonische Melange des Typs C1 vom Verspala-Flysch abtrennt, und zweitens im oberen Aufschluss zwei nur lokal verbreitete Serien von klastischen Ablagerungen (Kiesel-Flysch-Serie, Couches-Rouges-Serie) keilförmig zwischen das tektonische Melange und den Verspala-Flysch eingeschuppt sind. Die beiden Turbiditserien unterscheiden sich nach lithologischen und petrographischen Kriterien deutlich voneinander und vom Verspala-Flysch. Während die Kiesel-Flysch-Serie gewisse Ähnlichkeiten (z. B. Chromit-Gehalt) mit den kretazischen Flysch-Serien der Arosa-Zone hat, gleicht die Couches-Rouges-Serie eher den Kreideablagerungen wie sie im Mittelpenninikum weitverbreitet sind. Diese beiden Lithologien wurden wahrscheinlich bei der Überschiebung des Verspala-Flysches an dessen Basis als isolierte tektonische Linsen mitgeschleppt.

Auffällig ist die Position der Linsen aus Sulzfluh-Granit (HEISSEL et al, 1965), welche in beiden Aufschlüssen auf den Verspala-Flysch und andere Elemente der Arosa-Zone überschoben sind.

B.3. Gargellen Fenster

Im Fenster von Gargellen ist die Arosa-Zone nur in stark reduzierter Mächtigkeit erhalten (siehe auch SEIDLITZ, 1906; BLUMENTHAL, 1926; BERTLE, 1972). BERTLE beschrieb aus der stark ausgequetschten Abfolge im Hangenden der Sulzfluh-Decke unter anderem eine Wechsellagerung von dunklen Kalk- und Tonschiefern, welche er wegen der linsenförmigen Ausbildung mit den Mandelschiefern (SEIDLITZ, 1906) verglich. Daneben fand er Kieselkalke, Radiolarite und Aptychenkalke. Dolomit-reiche Breccien verglich er mit den von RICHTER (1957) beschriebenen Liasbreccien aus der Weissfluh-Region. Im weiteren erwähnte BERTLE (1972) sandige Ton- und

Mergelschiefer, welche linsenförmige Komponenten von Kalken, Dolomit-Breccien, Radiolariten und Quarziten, sowie Linsen von Kalken und Sandsteinen enthalten. Diese Abfolge bezeichnete er im Sinne von RICHTER (1957) als Weissfluh-Serie und stellt sie fälschlicherweise in die Oberkreide.

B.3.1. Aufschlussbeschreibung

a) Bach westl. Madrisahütte Koord.: (788.000/203.025-787.950/203.050)

In dem von BERTLE (1972) beschriebenen Aufschluss im Bach oberhalb der Madrisahütte zwischen 1750 und 1780m fanden wir eine Serie von stark tektonisierten, dunklen, teilweise brecciierten Schiefen mit Linsen von dunklen, feinkörnigen Kalken, grauen Sandkalken und laminierten, plattigen Sandsteinen. Eine Probe eines braun anwitternden Sandsteins konnte als **Schwerzi-Flysch** identifiziert werden.

b) Kalkofentobel Koord.: (788.000/203.900-787.975/203.850)

Im Kalkofentobel auf ca. 1720m ist die Arosa-Zone auf einen ca. 20m mächtigen Komplex eines tektonischen Melanges unten und eines gelb anwitternden, schwarzen, stellenweise brecciierten Kalkes oben reduziert. In diesem Melange stecken in einer Matrix von schwarzen Tonschiefern Palombini-Kalke, Dolomite, helle Quarzite, graue laminierte Sandsteine und Dolomit-haltige mittelgrobe Sandsteine. Letztere lassen sich anhand ihrer Schwermineral- und Leichtmineral-Zusammensetzung mit dem **Hörnli-Flysch** korrelieren.

c) Gargeller Alptobel Koord.: (788.025/204.800)

Im Gargeller Alptobel fanden wir am Weg, welcher gegen Rüti führt auf ca. 1610m einen grossen Block eines braun anwitternden Sandsteins. Bei diesem, möglicherweise nicht anstehenden Sandstein handelt es sich um **Verspala-Flysch 1**.

B.3.2. Zusammenfassung und Interpretation

Neben klastischen Trias-Sedimenten, Dolomiten und Synrift-Sedimenten ostalpiner Herkunft bilden pelagische Sedimente (Radiolarite, Calpionellenkalke) die dominierenden Lithologien. Letztere können nicht mit Sicherheit dem südpenninischen oder ostalpinen Faziesraum zugeordnet werden. Die Palombini-Kalke stammen wahrscheinlich aus dem Südpenninikum. Die drei identifizierten Flysch-Lithologien können mit den in der Arosa-Zone weitverbreiteten Schwerzi-, Hörnli-, und Verspala-Flyschen korreliert werden. Ophiolithe konnten in den besuchten Aufschlüssen keine gefunden werden.

B.4. Glattegggen

Oberhalb des Weges, der von der Saaser Alp gegen das Rätchenjoch führt, ist bei Glattegggen eine Serie von isolierten Aufschlüssen erhalten, welche von HALDIMANN (1975) beschrieben wurden. Dieser Autor erwähnte namentlich Lumachellenkalke und eine Breccie mit Kristallin- und Dolomit-Komponenten, die er mit den Rhät-Kalkschiefern aus der Gegend von Arosa (GRUNAU, 1949), oder den Rhät-Lias-Serien an der Casanna bei Klosters verglich (GEES, 1954).

B.4.1. Aufschlussbeschreibung Koord.: (784.700/198.850)

Die Abfolge der Aufschlüsse und ihre tektonischen Zusammenhänge sind in Fig. B3 dargestellt.

1. Dieser Aufschluss besteht aus einer Wechsellagerung von mehreren Lithologien:
 - a) Dünnbankige, tektonisierte, hellbraun anwitternde, graue turbiditische Sandsteine (PL 1345, 1349, 1350, 1353, 1358) bilden eine eigene Sandstein-Population (**Glattegggen-Flysch**), welche durch einen äusserst hohen Chromit-Gehalt und eine Dominanz von L_{Vh} - und L_m -Komponenten charakterisiert ist.

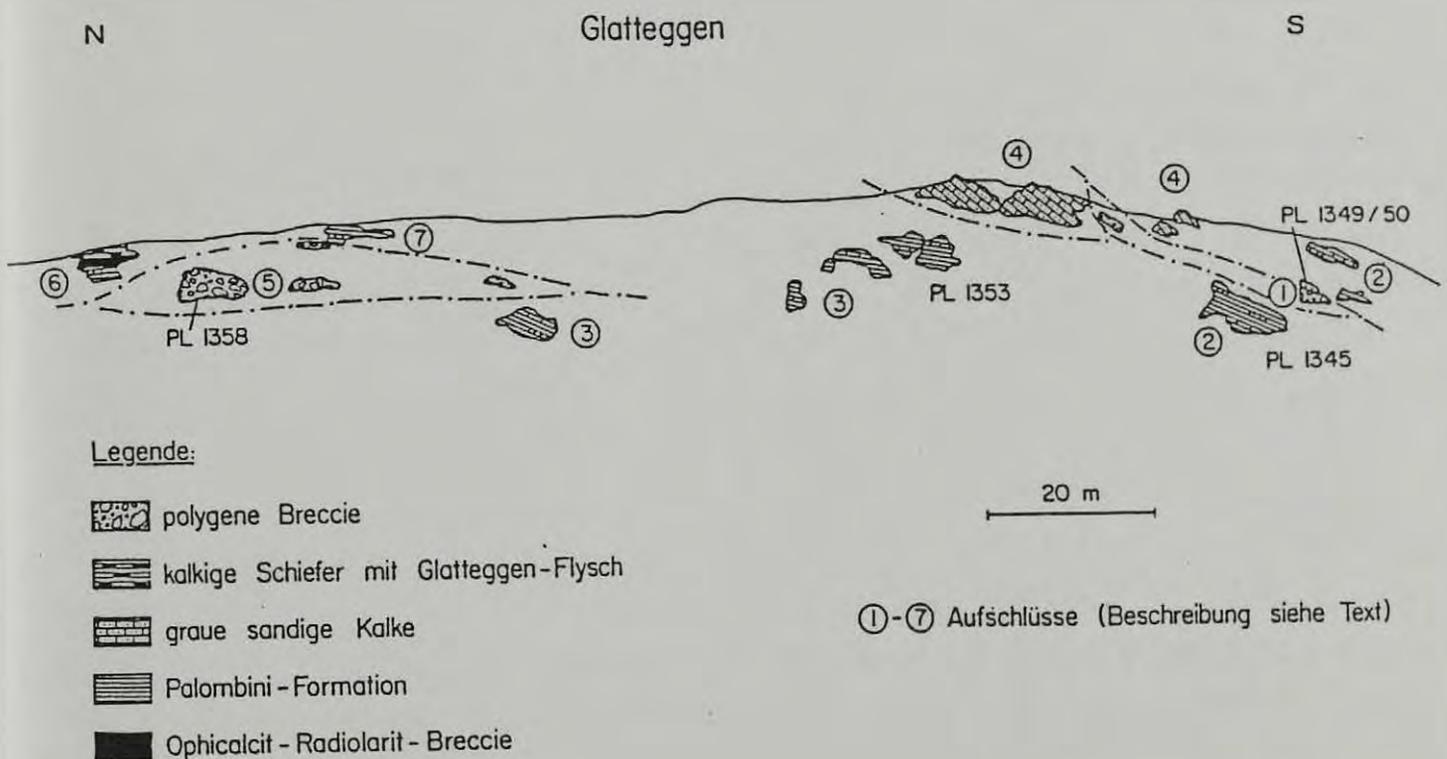


Fig. B3: Skizze der Aufschlüsse bei Glattegggen (B.4)

- b) Ein braun anwitterndes polygenes Konglomerat mit bis zu 5cm grossen Komponenten (v.a. Dolomite) in stark geschieferter, kalkig-sandiger Matrix dominiert den Aufschluss. Stellenweise geht das Konglomerat in ein Feinkonglomerat desselben Typs über und enthält bis zu 5cm grosse Komponenten von **Glattegggen-Flysch** (PL 1349, 1350).
- c) Untergeordnet treten stark verfaltete, bräunlich anwitternde, graue, kalkige Schiefer mit Linsen von rekristallisierten Kalken und Sandsteinen auf.
2. Dieser Aufschluss besteht aus einer ca. 5m mächtigen Sequenz von hellgrauen kalkigen Schiefen mit dünnen Kalkbändchen und Linsen von Sandsteinen (PL 1345) des **Glattegggen-Flysches**.
 3. Mehrere Blöcke bilden diesen Aufschluss, der dieselbe lithologische Zusammensetzung hat wie Abschnitt 2 und bis zu 15cm dicke Linsen von **Glattegggen-Flysch** (PL 1353) enthält.
 4. Gelbbraun anwitternde, zu langen Linsen zerfallende, braungraue feinkörnige Sandkalke bilden auf der S-Seite einen maximal 10m mächtigen Aufschluss.
 5. Konglomerat-Blöcke wie im Abschnitt 1b, mit bis zu 30cm grossen, teilweise elongierten Linsen von **Glattegggen-Flysch** (PL 1358) und von grauen Sandkalken (wie in Abschnitt 4) dominieren die Aufschlüsse auf der N-Seite. Stellenweise sind die Sandsteine die vorherrschende Lithologie und bilden die Matrix des Konglomerats.
 6. Darüber folgt auf der N-Seite eine Linse, die oben aus Palombini-Kalken, in der Mitte aus einer Radiolarit-Ophicalcit-Breccie und unten aus grauen Kalkschiefern mit Blöcken von **Glattegggen-Flysch** zusammengesetzt ist.
 7. Eine stark tektonisierte Serie der grauen Schiefer mit Linsen von Palombini-Kalken, Sandsteinen und dem Glattegggen-Konglomerat bilden die obersten Aufschlüsse auf der S-Seite. Auffällig sind die bis zu 30cm mächtige Blöcke von Palombini-Kalken, die teils in die Schiefer eingelagert sind, teils diese im Top diskordant abschneiden.

B.4.2. Zusammenfassung und Interpretation

Der **Glattegggen-Flysch** ist eine lokale, auf diese Aufschlüsse beschränkte Flysch-Serie, welche neben den ultrastabilen Chromiten auch Serpentin schmitzen enthält, im übrigen aber vor allem aus Kristallin- und wenigen Dolomit-Komponenten aufgebaut ist. Der hohe Chromit-Anteil im Schwermineralspektrum deutet darauf hin, dass diese Flysch-Serie nach dem Einsetzen der Konvergenz aus einem von Ophiolithen dominierten Liefergebiet geschüttet wurde. Blöcke des Glattegggen-

Dolomitbreccie kleine isolierte Linsen der schwarzen harten Schiefer eingeschlossen. Es fällt auf, dass die Deformation der eingeschuppten Linsen gegen die tektonischen Grenzen deutlich zunimmt. An wenigen Stellen kann an der Grenze zur Weissfluh-Serie oder zum Hauptdolomit Rauhacke beobachtet werden. Die Sandsteine (PL 430, 696, 1507) sind nach dem Schwermineral-Gehalt und der Natur der Leichtminerale und aphanitischen Gesteinsbruchstücke mit dem **Hörnli-Flysch** zu korrelieren, enthalten jedoch Kalifeldspäte (vgl. 4.7.).

B.5.2. Zusammenfassung und Interpretation

Die lithologischen und petrographischen Eigenschaften des Flyschvorkommens von Obersässstalli und des Hörnli-Flysches sind so ähnlich, dass wir die gleiche Genese annehmen können. Die höher diagenetische, bzw. anchizonale Elimination des detritischen K-Feldspates ist vorwiegend durch die Temperatur gesteuert (vgl. Kap. 4.7). Wir müssen also annehmen, dass das Flyschvorkommen im Obersässstalli dank seiner isolierten Position in der jurassischen Breccien-Formation weniger stark überprägt worden ist.

B.6.. Aufschlüsse Haupterhorn Nordwest-Flanke

Am S-Ende des Grates, der von der Weissfluh gegen das Haupterhorn verläuft, ist beim Fürggli und entlang der Nordwest-Flanke des Haupterhorns eine tektonisch stark überprägte Sequenz aufgeschlossen, welche in Fig. B5 als Aufsicht dargestellt ist.

B.6.1. Aufschlussbeschreibung Koord.: (779.350/188.750)

1. Im südlichsten Teil des Haupterhorngrates bilden teilweise stark geschieferte sehr Kristallin-reiche Breccien der Weissfluh-Serie sowie graue massige Dolomite und reine Dolomitbreccien markante Aufschlüsse.
2. Darunter liegt ein **tektonisches Melange vom Typ A**. Es besteht aus Linsen von Palombini-Kalken und **Verspala-Flysch** (PL 1806), die in unten graugrünen, gegen oben in praktisch schwarzen, kalkfreien, phyllitischen Schiefen eingelagert sind.
3. Das in diesem Aufschluss einzige, individuelle ophiolithische Element liegt am Grat in Form einer isolierten Ophicalcitlinse vor.
4. Einzelaufschlüsse von grünen phyllitischen Schiefen mit Linsen eines grauen Sandsteins (Verspala-Flysch?). Unmittelbar nördlich des Fürgglis stehen zudem grüne phyllitische Schiefer mit Linsen von gelb anwitternden Calpionellenkalken, hellen Maiolica-ähnlichen Kalken, stark deformierten Sandsteinen und

- Serpentinschmitzen an, wie sie schon von CADISCH (1921) beschrieben wurden.
5. Am Grat gegen das Haupterhorn folgen Allgäu-Kalke mit dünnen Linsen von Sandkalken, Hauptdolomit sowie Blöcken von Weissfluh-Serie an der Basis.

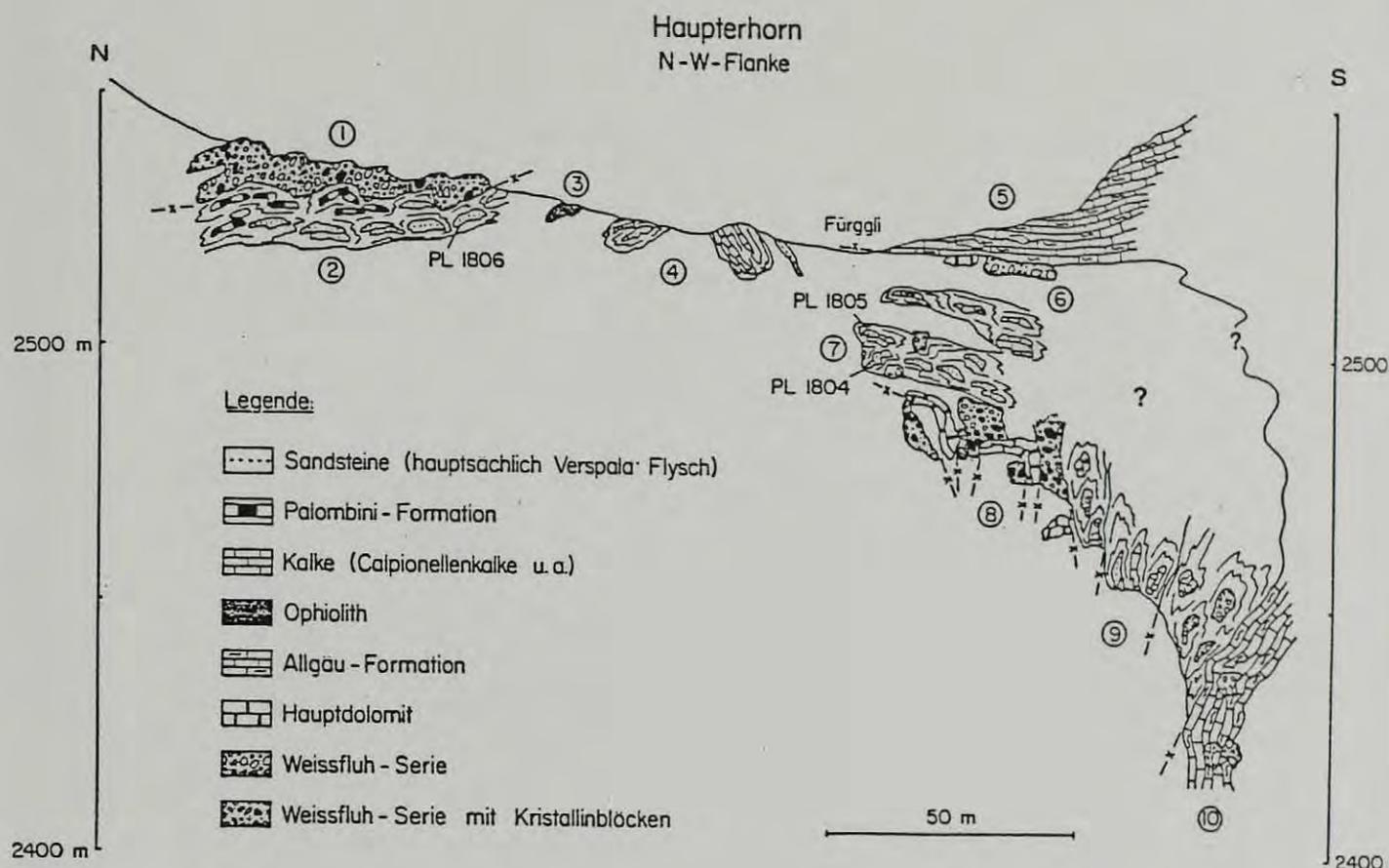


Fig. B5: Skizze der Aufschlüsse an der Haupterhorn NW-Flanke (B.6)

6. Darunter können dünnbankige Allgäu-Kalke in stark verfalteten, sandigen Schiefen beobachtet werden.
7. Graue, sandige Schiefer und schwarze, kalkfreie Phyllite mit Linsen von hellen Calpionellenkalken?, Weissfluh-Breccien und Sandsteinen vom Typ **Verspala-Flysch 1** (PL 1805) und **Weissfluh-Serie 2** (PL 1804) folgen im Liegenden.
8. Ein stark verfalteter Komplex mit meist Kristallin-dominierter Breccie der Weissfluh-Serie, stark zerscherter Kristallinbreccie und Hauptdolomit unterlagert die Schiefer.
9. Darunter folgen steilgestellte gelb-schwarz gestreifte, kalkige Schiefer und dunkelgraue bis schwarze, kalkfreie, phyllitische Schiefer, die Linsen von Weissfluh-Breccie (mit wenig Kristallin-Anteil, oft rot anwitternd), grauen Kalken, und groben, quarzitischen Sandsteinen der **Weissfluh-Serie 1** einschliessen.
10. Die im Liegenden der Serie 9 nahezu senkrecht anstehenden Allgäu-Kalke und

-Schiefer mit Blöcken von Weissfluh-Breccien können wahrscheinlich mit den Allgäu-Kalken im Abschnitt 5 korreliert werden.

An der Ostflanke des Haupterhorngrates, südöstlich des Fürgglis ist unter den steil südfallenden unterostalpinen Allgäu-Kalken eine ähnliche Serie mit Blöcken von **Hörnli-Flysch** und **Weissfluh-Serie** aufgeschlossen. Auch hier sind die südpenninischen Elemente, mit Ausnahme einer Linse von Ophicalcitbreccie in Form von einzelnen Sandsteinblöcken ausgebildet.

B.6.2. Zusammenfassung und Interpretation

Die Abschnitte 7-9 an der Westflanke und die Linse an der Ostflanke können als **tektonisches Melange vom Typ C** bezeichnet werden. Möglicherweise handelt es sich sogar um eine liegende Synklinale von Allgäu-Kalken, die ein tektonisches Melange (Abschnitte 1-4 und 6-9) einschliesst. Erstaunlich ist die Varietät von südpenninischen Elementen (Ophiolithe, pelagische Kalke, Flysche) an der Basis der ausschliesslich aus ostalpinen Lithologien bestehenden mächtigen Abfolge des Haupterhorngrates (vgl. auch Profil 11). Wahrscheinlich sind diese Elemente entlang einer tektonischen Bewegungsbahn (Überschiebung?) an der Basis der Allgäu-Kalke eingeschuppt worden. Diese Lias-Kalke und -Schiefer bauen den Grossteil des Haupterhorn N-Grates auf. Nach CADISCH (1921) stehen die Ophiolithe beim Fürggli möglicherweise mit denjenigen an der Schwerzi in Verbindung.

B.7. Sattelhütte (Brüggerhorn)

B.7.1. Aufschlussbeschreibung Koord.: (768.450/185.250)

Im Gebiet von Arosa sind die Flyschaufschlüsse in erster Linie auf die Hörnliregion beschränkt. Am Aroser Weisshorn und am Brüggerhorn hingegen dominieren unterostalpine Lithologien (Kristallin, Hauptdolomit).

Über dem Weg, der von der Sattelhütte westlich des Brüggerhorns in Richtung Norden verläuft, ist eine bemerkenswerte S-fallende Abfolge von Hauptdolomiten, Radiolariten, pelagischen Kalken, Breccien und Flyschsandsteinen aufgeschlossen.

Neben grösseren Blöcken von Hauptdolomit und Dolomit-dominierten Breccien (Weissfluh-Breccie 2) stecken im nördlichen Teil des Aufschlusses Linsen von grauen, fein- bis grobkörnigen, kalkigen Sandsteinen, die auffällige Flechtenüberzüge haben und in mittelgraue, leicht kalkige Schiefer oder dunkelgraue bis schwarze, kalkfreie Tonschiefer eingelagert sind. Zusammen mit grossen Sandkalklinsen bilden diese Lithologien ein **tektonisches Melange vom Typ C1**. Im mittleren Abschnitt des

Aufschlusses zieht diese Serie unter einer grossen Hauptdolomitlinse, in die einzelne Kristallinlinsen eingeschuppt sind, weiter gegen Süden. Der Südabschnitt ist durch ein **tektonisches Melange vom Typ C1** anderer Zusammensetzung charakterisiert. In dunkelgrün anwitternden, im Bruch hell bis mittelgrauen, selten roten Kieselschiefern sind Blöcke von Calpionellenkalken, Palombini-Kalken, Hauptdolomit, Kristallinschiefern und einzelnen Sandsteinen eingeschlossen. Unmittelbar nördlich der Hütte stehen Linsen von Kieselschiefern und möglicherweise versackte Blöcke von roten Radiolariten an.

Bei den kalkigen Sandsteinen handelt es sich um verschiedene Varietäten des **Urden-Flysches**, was durch die hohen Chromitgehalte (vgl PL 1610) bestätigt wird. Ein Sandstein weist gewisse Ähnlichkeiten mit dem **Verspala-Flysch** auf.

B.7.2. Zusammenfassung und Interpretation

Das Auftreten von Sandsteinen des **Urden-Flysches** und anderer ozeanischer Lithologien (Ophiolithe, Palombini-Kalke) innerhalb des vorwiegend aus Kristallin-, Trias- und Jura-Elementen des unterostalpinen Kontinentalrandes aufgebauten Weisshorn-Brüggerhorn-Komplexes könnte darauf hindeuten, dass die ozeanischen Lithologien entlang einer Überschiebung tektonisch eingeschuppt wurden. Diese Annahme wird dadurch bestärkt, dass der oben beschriebene Aufschluss mit einem Ophiolithzug (v.a. Serpentine) im Zusammenhang steht, welcher vom Carmenna-Pass über das Brüggerhorn in Richtung Fuchs verläuft (vgl. auch GRUNAU, 1947).

B.8. Hauptichopf (Maraner Bergli)

Der Aufschluss am Maraner Bergli wurde schon von TRÜMPY (1916) erstmals erwähnt und von ROESLI (1927, 1944) eingehend beschrieben. ROESLI (1944) postulierte, dass die Couches Rouges der Arosa-Zone analog zu den Murtirölschiefern der unterostalpinen Zone von Samaden während des **Cenomans** durch eine "Flyschtransgression" abgelagert wurden. Schon TRÜMPY (1916) kam aufgrund des Auftretens von *Globotruncana apenninica* am Maraner Bergli zur gleichen Alterseinstufung.

B.8.1. Aufschlussbeschreibung Koord.: (770.450/185.250)

Das kurze Profil steht an der Westflanke des Maranerbergli an. Die Basis bildet Hauptdolomit, welcher von Hauptdolomitbreccie und 2-3m Maraner Breccie überlagert wird. Der Aufschluss mit den Couches Rouges ist relativ schlecht erhalten und wird auf

dem Gipfel des Hauptihorns durch eine ca 10m mächtige Serie von teilweise pebbly mudstone-artigen, grauen, sandigen Schiefen mit Zwischenlagen von rotbraun anwitternden, graugrünen Schiefen gebildet. In dieser Abfolge stecken linsenförmige, graue, glänzende, fleckige, stark gescherte Kalke und gelblich anwitternde, rote Hornsteinbrocken, sowie bis zu 50cm grosse Blöcke einer Dolomit-dominierten Breccie. Darunter folgen 2-3m Maraner Breccie, welche von Hauptdolomitbreccie und monogenem Hauptdolomit unterlagert werden.

B.8.2. Zusammenfassung und Interpretation:

Im kleinen Aufschluss der mergelig-kalkigen Schiefer am Hauptichopf sind die einzigen Couches Rouges erhalten, welche bis heute aus der Arosa-Zone in Mittelbünden bekannt sind. Sie sind die jüngsten Elemente einer geringmächtigen, ausschliesslich unterostalpinen Abfolge von Hauptdolomit, Dolomitbreccie und Maraner Breccie. Auffällig ist, dass trotz der grossen Verbreitung der triadischen und jurassischen unterostalpinen Elemente in der Arosa-Zone, mit Ausnahme dieser Couches Rouges, kretazische Lithologien aus dem Bereich des distalen Kontinentalrandes vollständig fehlen.

B.9. Profil Furggatobel

An den Abhängen am Fuss der Aroser Dolomiten, unmittelbar östlich von Arosa sind praktisch keine Aufschlüsse mit Lithologien aus der Arosa-Zone erhalten. Eine Ausnahme bildet die Runse des Furggatobels. CADISCH (1922) gliederte auf der Geologischen Karte das Profil in dieser Runse von unten nach oben in:

- Mesozoische Schiefer
- Aptychenkalke mit Ophiolithlinsen
- Radiolarite
- Kristallin

B.9.1. Profilbeschreibung Koord.: (772.450/182.859-772.775/182.800)

Da die Verhältnisse in diesem Bach derart kompliziert und auf beiden Seiten verschieden sind, wurde das Profil in einer Aufsichts-Skizze dargestellt:

1. An der Basis sind dunkelgraue Kalkschiefer mit bis zu 50cm dicken Linsen von normalliegenden Sandsteinen (PL 1702) zu beobachten. Diese Sandsteine sind Chromit-haltig und würden vom petrographischen Standpunkt her zum **Verspala-Flysch 1** passen. Von der Lithologie her sind sie jedoch dem **Urden-Flysch** ähnlich.

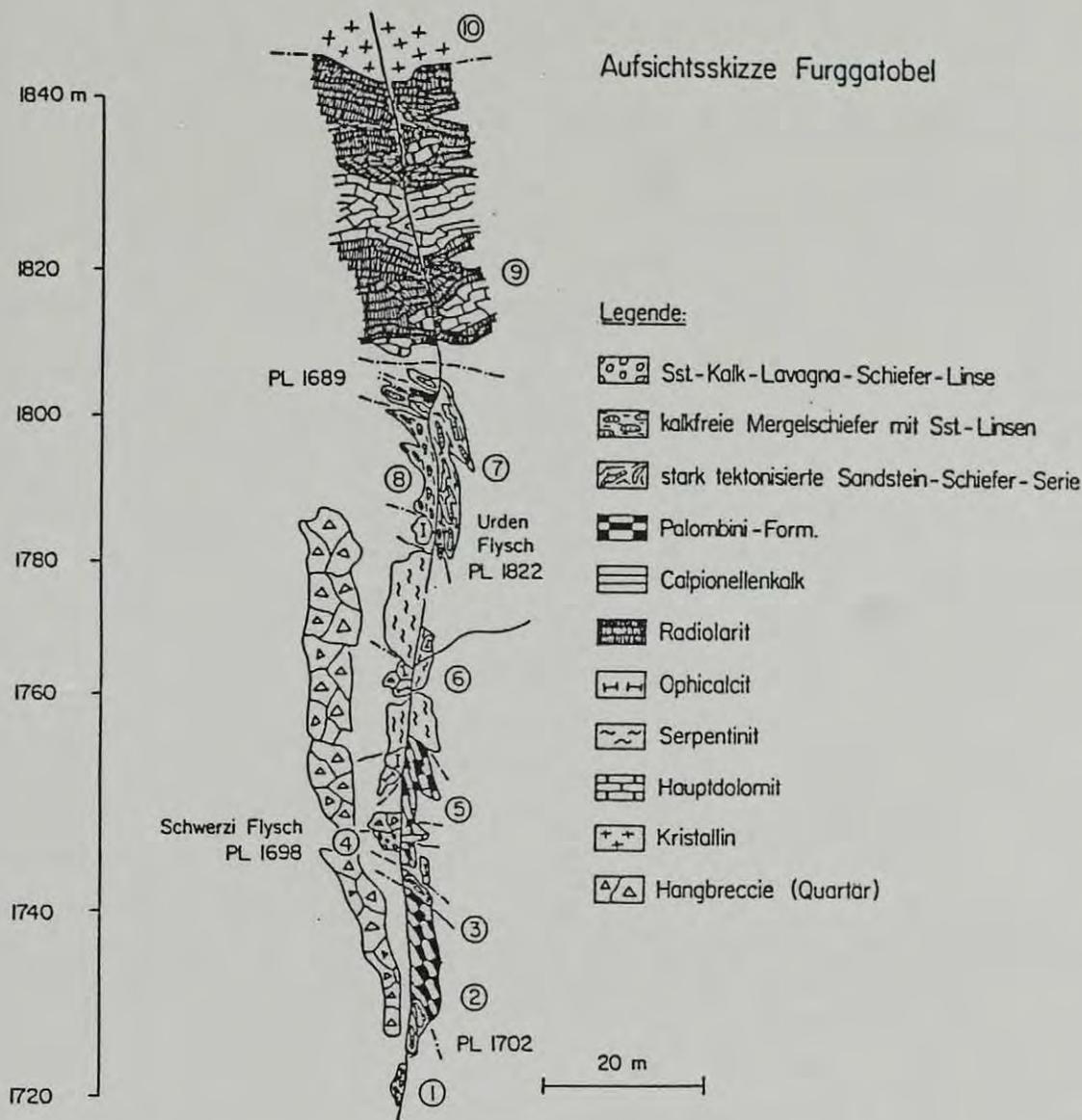


Fig. B6: Aufsichtsskizze des Profils Furggatobel (B.9)

2. Darüber folgt am linken Bachufer eine Serie von Palombini-ähnlichen Kalken. Stellenweise dominieren Kalklinsen, stellenweise sind vorwiegend Kalkschiefer mit kleinen Ophicalcitlinsen aufgeschlossen.
3. Eine Linse von rot anwitternden grünen Quarziten in dunklen Schiefen ist im oberen Teil von Abschnitt 2 eingeschaltet.
4. Auf der rechten Bachseite ist eine stark überprägte Linse eines **tektonischen Melanges vom Typ A** aufgeschlossen. Die Matrix wird durch Lavagna-Schiefer gebildet, in welchen folgende Lithologien erhalten sind:
 - rot anwitternde, dunkelgraue, dünnbankige, Palombini-Kalke
 - gelb anwitternde, rote Kalke mit ophiolithischen Schmitzen
 - graue lithische Sandsteine (PL 1698) der Population **Schwerzi-Flysch**
 - rötliche ophiolithische Sandsteine
 In der Matrix sind duktile Deformationen wie verfaltete Kalklinsen und Fliesstrukturen erhalten.
5. Ausschliesslich auf der linken Bachseite stehen über einem Hauptdolomitkeil Palombini-Kalke an, die im oberen Teil Ophicalcitlinsen einschliessen. Im unteren Teil ist eine Zunahme der bis zu 50cm mächtigen Kalklagen zu beobachten.

6. Im Hangenden folgt auf beiden Seiten Ophicalcit und Serpentin in regelloser Wechsellagerung.
7. Vorwiegend auf der linken Seite des Baches stehen stark tektonisierte, linsenförmige, (stellenweise kakieritisierte) gelbbraun anwitternde Sandsteine (PL 1689) des **Urden-Flysches** in dunkelbraunen, leicht kalkigen, sandigen Schiefen an. Diese Serie kann als **broken formation** bezeichnet werden. An einer Stelle kann ein tektonisch eingeschaltener Block von Dolomitbreccie und im oberen Teil des Aufschlusses eine Linse von Radolarit beobachtet werden. Im untersten Teil von Aufschluss 7 steckt ein ca 1m mächtiger Block von grauen Schiefen, die kleine, isoklinal duktil verfaltete Sandsteinbändchen (PL 1882) des **Urden-Flysches** einschliessen. Diese Sandsteinlinsen sind nachträglich tektonisch elongiert worden. Das ganze Paket wird als tektonisierte submarine Rutschung interpretiert.
8. Im Aufschluss auf der gegenüberliegenden Seite dominieren gebänderte, harte, kalkfreie Mergelschiefer (schwarz-grüne Wechsellagerung) mit vereinzelt Linsen von Sandsteinen des **Urden-Flysches**.
9. Im Hangenden dieser tektonisierten Abfolge schliesst eine Wechsellagerung von stark verfalteten Radiolariten und Calpionellenkalken an, die vereinzelt tektonisch eingespiesste Dolomitblöcke enthält.
10. Eine mächtige Kristallinschuppe bildet den Abschluss des Profils Furggatobel. Auf der rechten Bachseite kann praktisch auf der ganzen Länge des Profils ein mächtiger Zug einer quartären Hangbreccie mit Blöcken von saurem Kristallin, Verrucano, verschiedenen Dolomiten etc. verfolgt werden.

B.9.2. Zusammenfassung und Interpretation

Die Aufschlüsse im Furggatobel bilden ein von südpenninischen Elementen dominiertes tektonisches Melange mit verschiedenen Flysch-Serien und viel ophiolithischem Material, das von einer stark verfalteten Radiolarit-Calpionellenkalk Schuppe überschoben wird. Es ist bemerkenswert, dass die ophiolithischen Lithologien meist deutlich von den übrigen Lithologien abgetrennt sind. Im weiteren fällt auf, dass praktisch keine unterostalpinen Elemente (im Speziellen kein Kristallin) enthalten sind, obwohl eine mächtige Kristallinlinse das Profil überlagert.

Erstaunlich ist die gute Erhaltung des **Urden-Flysches**, welcher wie am Urdenfürggli nahe der Überschiebung durch die unterostalpinen Einheiten in bedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen ist.

B.10. Weg Hörnlühütte Urdenfürggli

In der Nähe des Hörnligrates, unter und über dem Weg, der in Richtung Urdenfürggli führt, ist eine Serie von Aufschlüssen erhalten, welche von südpenninischen Elementen dominiert sind (vgl Fig. B7).

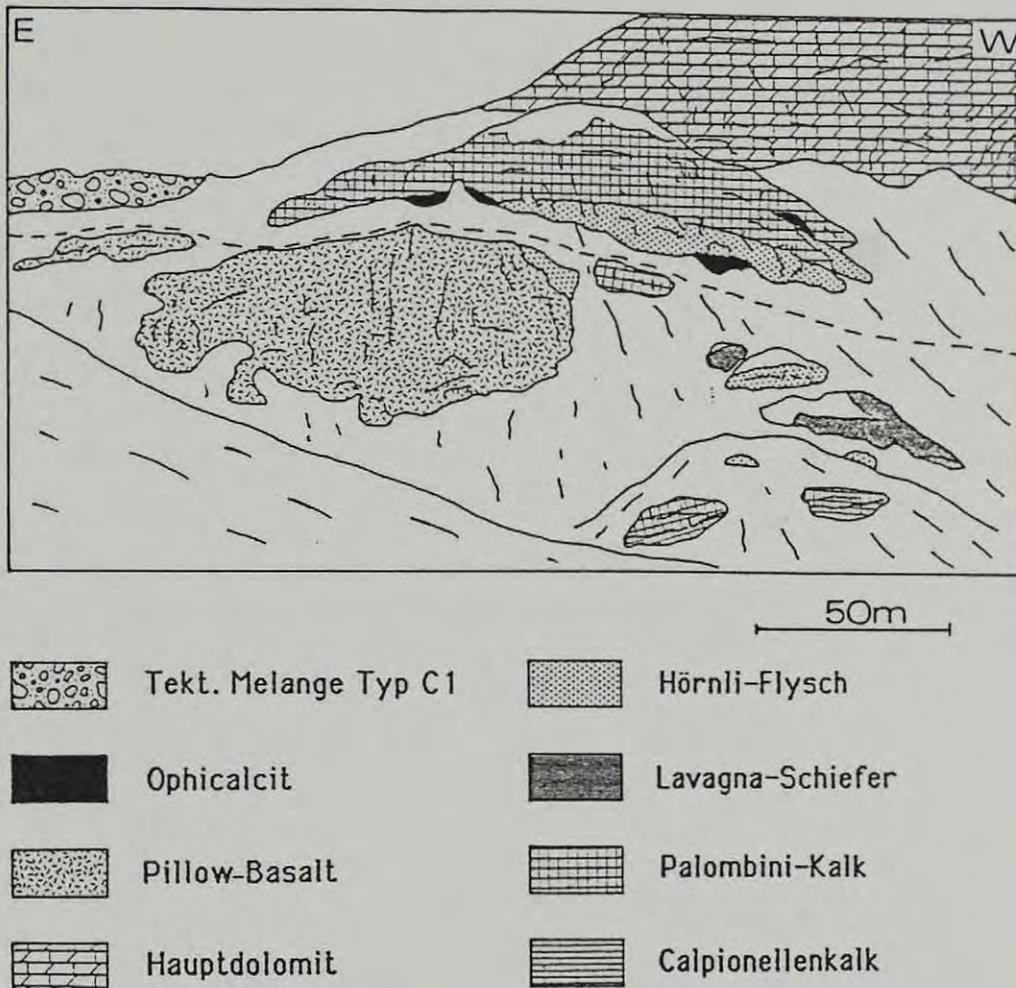


Fig. B7: Skizze der Aufschlüsse am Weg Hörnlühütte-Urdenfürggli (B.10)

B.10. 1. Aufschlussbeschreibung Koord.: (766.450/181.675)

- Unter dem Weg kann eine Abfolge von **Calpionellenkalcken**, **Palombini-Kalcken**, **Lavagna-Schiefern** und grauen mergeligen Schiefern mit roten kalkigen Sandsteinen, feinen Breccien sowie grossen Linsen von **Hörnli-Flysch** beobachtet werden. Dieser Hörnli-Flysch und einzelne Blöcke von Palombini-Kalcken ziehen auch über einem grossen Pillow-Basalt-Aufschluss (vgl. Fig. B7) gegen Osten und reichen bis unmittelbar unter den Weg.
- Der grosse Aufschluss über dem Weg wird vorwiegend durch 3 Lithologien gebildet:
 - Ophicalcite und Ophicalcitbreccien
 - Palombini-Kalke (teilweise brecciiert)

-Hörnli-Flysch (PL 1599)

Daneben sind kleine Linsen von brecciierten grünen Hornsteinen eingeschaltet, welche ihrerseits kleine Ophicalcitschmitzen einschliessen. Stellenweise, insbesondere im oberen und östlichen Teil des Aufschlusses dominieren Palombini-Kalke, welche als bis zu über 50cm mächtige Bänke erhalten sind. In der Mitte und am östlichen unteren Rand findet man vorwiegend Sandsteine des Hörnli-Flysches. Die Basis in der Mitte bilden vorwiegend grosse Blöcke von Ophicalcit und Ophicalcitbreccie.

B.10.2. Zusammenfassung und Interpretation:

Trotz der Lage der Aufschlüsse unmittelbar unter der Überschiebung durch die Tschirpen-Decke, hat keine chaotische Vermischung der verschiedenen Lithologien stattgefunden, wie sie in anderen Aufschlüssen gleicher Position zu beobachten ist (vgl. Urdenfürggli: Profil 27, Plessur: Profil 13). Da Elemente aus dem Unterostalpin vollständig fehlen, kann der gesamte Komplex als **tektonisches Melange vom Typ A** mit einem Megablock von Pillow-Basalt klassifiziert werden.

Verzeichnis der Figuren und Tabellen:

Hauptteil:

- Fig. 1: Tektonische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes
- Fig. 2: Lithostratigraphie des Südpenninikums und des Unterostalpins
- Fig. 3: Palombini-Formation
- Fig. 4: Lavagna-Schiefer-Formation
- Fig. 5: Tonschieferbreccie
- Fig. 6: Maraner Breccie
- Fig. 7: Schwermineralzusammensetzung der Flysch-Sandsteine und turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone
- Fig. 8: Gemittelte Schwermineral-Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone
- Fig. 9: Konzentrationsdreiecke der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone
- Fig. 10: Illitkristallinitäten und Mineralparagenesen von Peliten aus klastischen Serien und von pelagischen Sedimenten etc. aus der Arosa-Zone und der Platta-Decke
- Fig. 11: Breccie der Weissfluh-Serie 1
- Fig. 12: Breccie der Weissfluh-Serie 2
- Fig. 13: Korrelationsdiagramm zwischen dem Chromit-Gehalt und dem Anteil an sedimentären lithischen Komponenten in den Flysch-Sandsteinen der Arosa-Zone
- Fig. 14: Verdrängung von albitisiertem Plagioklas durch verbogene Chloritgarben und Hellglimmerleisten
- Fig. 15: Albitisierter Plagioklas wird vom Rand und von Spaltrissen aus durch Calcit ersetzt.
- Fig. 16: *Dicarinella? sp?* aus dem Verspala-Flysch
- Fig. 17: *Rotalipora cushmani* aus einem kalkigen Sandstein (Profil 30; Motta)
- Fig. 18: Reiche Foraminiferenfauna aus einem plattigen Sandstein (Profil 1; Verajöchle)
- Fig. 19: Schematisches Fließdiagramm zur Entstehung von Olisthostromen, broken formations und tektonischen Melanges
- Fig. 20: Verspala Flysch: vollständiger Turbidit (Fazies C₂)
- Fig. 21: Broken formation aus Verspala-Flysch (Rätschenjoch; Profil 4)
- Fig. 22: Tektonisches Melange vom Typ A (Urdenfürggli; Profil 27)
- Fig. 23: Tektonisches Melange vom Typ B (Weissfluh Westflanke)
- Fig. 24: Extrem stark zerschertes tektonisches Melange vom Typ C1 (Weissfluh Westflanke Profil 7)
- Fig. 25: Pebbly mudstone (Fazies A₂: Zernewerjöchle; Profil 2)
- Fig. 26: Pebbly mudstone (Heitenwaldi; Profil 15)

- Fig. 27: Schwermineralzusammensetzung der Flysch-Sandsteine und jurassischen turbiditischen Sandsteine aus der Zone von Samaden
- Fig. 28: Konzentrationsdreiecke der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und jurassischen turbiditischen Sandsteine aus der Zone von Samaden.
- Fig. 29: Saluver-Breccie Member B (Grat Piz Nair-Fuorcla Schlattain)
- Fig. 30: Legende zu den synthetischen Profilen
- Fig. 31: Synthetische Profile aus der Arosa-Zone Teil 1
- Fig. 32: Synthetische Profile aus der Arosa-Zone und der Platta-Decke Teil 2
- Tabelle 1: Gemittelte Zusammensetzung der terrigenen Komponenten der Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone
- Tabelle 2: Mittelwerte und Standardabweichungen der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und übrigen turbiditischen Sandsteine aus der Arosa-Zone
- Tabelle 3: Zusammensetzung von Konglomeraten und Breccien, welche mit Flysch-Serien und turbiditischen Sandsteinen der Arosa-Zone assoziiert sind
- Tabelle 4: Wichtige Merkmale von Olistosthromen, broken formations, und tektonischen Melanges
- Tabelle 5: Typen von tektonischen Melanges in der Arosa-Zone
- Tabelle 6: Mittelwerte und Standardabweichungen der modalen Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und jurassischen turbiditischen Sandsteine aus der Zone von Samaden

Anhang A:

- Fig. A1: Lokalitäten der Profile und der wichtigsten individuellen Aufschlüsse in der Arosa-Zone
- Fig. A2: Legende zu den lithologischen Profilen
- Fig. A3: Profil 1 (Verajöchle)
- Fig. A4: Profil 2 (Öfenkopf-Zernewerjöchle)
- Fig. A5: Profil 3 (Verspala)
- Fig. A6: Verspala-Flysch (Verspala-Grat; Profil 3)
- Fig. A7: Verspala-Flysch: Basis einer Turbiditbank (Verspala SE-Flanke)
- Fig. A8: Detail-Profil aus dem Verspala-Flysch (Abrissnische an der Verspala)
- Fig. A9: Profil 4 (Rätschenjoch)
- Fig. A10: Ansichtsskizze des Rätschenjochs zur Darstellung der Ausdehnung der verschiedenen Profilabschnitte
- Fig. A11: Broken formation aus Verspala-Flysch 1 (Rätschenjoch; Profil 4)
- Fig. A12: Verspala-Flysch 1 aus einer broken formation (Rätschenjoch; Profil 4)
- Fig. A13: Tonschieferbreccie (Rätschenjoch; Profil 4)

- Fig. A14: Tonschieferbreccie (Rätschenjoch; Profil 4)
- Fig. A15: Profil 5 (Chlei Alpbach)
- Fig. A16: Profil 6 (Gotschnaboden)
- Fig. A17: Radiolarit-Kristallin-Breccie mit grosser Linse von rotem Radiolarit (Gotschnaboden; Profil 6)
- Fig. A18: Ansichtsskizze der Weissfluh West- und Süd-Seite mit Profilsuren P7- P10
- Fig. A19: Ansicht Weissfluh-Westflanke
- Fig. A20: Profil 7 (Weissfluh-Westflanke)
- Fig. A21: Tektonisches Melange vom Typ C1 (Weissfluh Westflanke; Profil 7)
- Fig. A22: Profil 8 (Zähnjeflueh-Weissfluh Westgrat)
- Fig. A23: Extrem stark überprägtes tektonisches Melange vom Typ C1 (Weissfluh Westflanke; Profil 7)
- Fig. A24: Profil 9 (Weissfluh Südwestflanke)
- Fig. A25: Intraformationelle Breccie aus einem tektonischen Melange vom Typ B (Weissfluh Südwestflanke; Profil 9)
- Fig. A26: Profil 10 (Weissfluh-Südflanke)
- Fig. A27: Profil 11 (Haupterhorngrat)
- Fig. A28: Profil 12 (In den Planggen)
- Fig. A29: Profil 13 (Plessur 1)
- Fig. A30: Profil 14 (Plessur 2)
- Fig. A31: Profil 15 (Heitenwaldi)
- Fig. A32: Profil 16 (Verborgene Wäng 1)
- Fig. A33: Profil 17 (Verborgene Wäng 2)
- Fig. A34: Polygene Breccie mit grossen Komponenten eines turbiditischen Sandsteins (Grat nördlich Verborgene Wäng)
- Fig. A35: Profil 18 (Hörnligrat; Plattenhorn-Tschirpen)
- Fig. A36: Ansichtsskizze des Hörnligrates
- Fig. A37: Polygene Breccie mit elongierten Kalkkomponenten und grossen Linsen von Hörnli-Flysch (Hörnligrat; Profil 18)
- Fig. A38: Skizze des tektonischen Melanges am Grat nördlich Tschirpen (Hörnligrat; Profil 18)
- Fig. A39: Profile 19-26 (Hörnli-flanke-Urden Augstberg)
- Fig. A40: Profil 27 (Parpaner-Schwarzhorn - Urdenfürggli)
- Fig. A41: Tektonisches Melange vom Typ A (Parpaner Schwarzhorn - Urdenfürggli; Profil 27)
- Fig. A42: Ansichtsskizze des Abschnittes zwischen dem Urdenfürggli und dem Grat gegen das Parpaner Weisshorn; Profil 27
- Fig. A43: Profile 28-29 (Motta)
- Fig. A44: Profil 30 (Bova Gronda)
- Fig. A45: Profil 31 (Motta Palousa)
- Fig. A46: Profil 32 (Val Bercla)

Anhang B:

- Fig. B1: Skizze des Aufschlusses Tilisuna Bach; oberer Aufschluss
- Fig. B2: Skizze des Aufschlusses Tilisuna Bach; unterer Aufschluss
- Fig. B3: Skizze der Aufschlüsse bei Glattegggen
- Fig. B4: Skizze der Aufschlüsse im Obersässtalli
- Fig. B5: Skizze der Aufschlüsse an der Haupterhorn NW-Flanke
- Fig. B6: Aufsichtsskizze des Profils Furggatobel
- Fig. B7: Skizze der Aufschlüsse am Weg Hörnlihütte-Urdenfürggli

Lebenslauf:

Am 28. Juli 1958 wurde ich Peter Lüdin, Bürger von Liestal (BL) als Sohn des Peter Lüdin und der Irma, geborene Freivogel in Olten geboren. Aufgewachsen bin ich in Gelterkinden, wo ich von 1965 bis 1974 die Primar- und die Realschule besuchte. Im Herbst 1977 schloss ich das Gymnasium in Liestal mit der Maturität Typus B ab, immatrikulierte mich an der Universität Basel und begann mit dem Studium der Erdwissenschaften. Im Winter 1979 bestand ich das Vordiplom. In den Sommermonaten der Jahre 1981/82 war ich mit der Feldarbeit zur Diplomarbeit "Geologie der Alpe Turati und Umgebung" in der Alta Brianza (Italien) beschäftigt. Nach dem Erwerb des Diploms in Erdwissenschaften mit dem Nebenfach Chemie begann ich im Frühjahr 1983 mit der Ausarbeitung der vorliegenden Dissertation, welche unter der Leitung von Prof. D. Bernoulli und Dr. W. Winkler im Rahmen des Nationalfonds-Projektes "Mesozoische Kontinentalrand-Entwicklung im Querschnitt Graubünden-Südalpen" entstanden ist. Während des Studiums besuchte ich Vorlesungen und Übungen der Herren Professoren G. Backenstoss, P. Baertschi, E. Baumgartner, D. Bernoulli, R. Conzelmann, S. Fallab, M. Frey, S. Graeser, H. J. Güntherodt, R. Häny, L. Hottinger, H.P. Laubscher, H. Schaub, H. Sigel, H. Schwander, W.B. Stern (alle Basel) und J. Ramsay (Zürich).