

Diss. ETH Nr. 8008

**DIE MITTELTRIAS DER SILVRETTA - DECKE
(DUCANKETTE UND LANDWASSERTAL, OSTALPIN)**

ABHANDLUNG

zur Erlangung des Titels eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

der

EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZÜRICH

vorgelegt von

Urs Eichenberger

Dipl. nat. ETH

geboren am 14. 2. 1956

von Beinwil a.S. (AG)

Angenommen auf Antrag von:

Prof. Dr. R. Trümpy, Referent

Dr. A. Baud und Dr. H. Furrer, Korreferenten

1986

Inhaltsverzeichnis:

Seite:

	Zusammenfassung	
	Abstract	
	Arbeitsgebiet und Problemstellung	
	Methodik	
	Danksagung	
	Historischer Rückblick	
TEIL I	TEKTONIK:	
1.1	Einleitung	6
1.2	<u>Regionale Beschreibung</u>	6
1.2.1	Tektonik des Ducan	7
	Der Ostrand	7
	Parasitäre Falten	9
	Die Strehl-Synklinale	10
	Der Normalschenkel	11
	Die Ducan-Basis-Scherfläche	12
	Das Chrachenhorn-Profil	12
	Die Hauptdolomitmächtigkeit	12
	Piz Prosonch, Val Striela	15
1.2.2	Sagliaz und Val Tisch	18
1.2.3	Die Muchetta	18
	Pnez	18
	Die Muchettafalten	19
1.2.4	Die Urmina- und Chavagl-Schuppe	19
1.2.5	Die subsilvrettiden Linsen	20
1.2.6	Die Deformation des Kontaktes zwischen Silvretta- und Ela - Decke	20
1.2.7	Bewegungen an der Deckengrenze	21
1.2.8	Die Landwasserkette	21
	Die Wiesener Scherfläche	21
	Die Abschiebungsbrüche in der Landwasser-Trias	23
	Die Lenzerhorn-Umbiegung	27
	Überschiebungen in der Landwasser-Trias	27
	Die Stellung des Rothorn-Kristallins	27
1.3	<u>Deformationsstil</u>	27
	Generelles	27
	Tektonische Gleithorizonte	28
	Das Extensionsmodell	28
1.4	<u>Phasen und ihre Abfolge</u>	33
	Leupolds Phasenfolge und deren Diskussion	33
	Der tektonische Ablauf (Diskussion)	34
	Kleine Synthese	35

II

1.5	<u>Die Profilkonstruktion (Palinspastik)</u>	36
	Der Massenhaushalt	37
	Die Abwicklungsbasis	37
	Das Vorgehen bei der Abwicklung	37
	Die Streckung	37
	Verkehrtgelagerte Serien	38
	Das Minimalprinzip	38
	Weitere Fixpunkte	38
	Vergleich der einzelnen Profile	19
1.6	<u>Relativbewegungen, Rotationen und Freiheitsgrade</u>	41
	<u>Folgerungen</u>	43
<u>TEIL II</u>		
	<u>STRATIGRAPHIE:</u>	
	Symbole und Abkürzungen	56
	Bemerkung zu den Mikrofaziestypen	57
2.	<u>Die Formationen:</u>	58
	Überblick	
2.1	<u>Die detritische Basis</u>	58
	Das fragliche Karbon	58
	Das Basalkonglomerat	58
2.1.1	<u>Die Ruina-Fm.</u>	58
2.1.2	<u>Die Chazforà-Fm.</u>	59
	Synonyma	59
	Begrenzung	59
	Lithologie	59
	Der Tuors-Sand, die feinkörnige Chazforà-Fm.	59
	Alter	60
	Interpretation	60
	Regionale Verbreitung	61
2.1.3	<u>Die Fuorn-Fm.</u>	64
	Synonyma	64
	Begrenzung	64
	Lithologie	64
	Fossilien	65
	Alter	65
	Interpretation	65
	Rekurrenzen von Chazforà-Typen	65
2.2.	<u>Die Buffalora-Gruppe (Karbonatische Mitteltrias):</u>	67
	Rückblick und Einleitung	67
2.2.1	<u>Die Ducan-Fm.</u>	67
	Synonyma	67
	Typusprofil	67
	Begrenzung	69
	Gliederung	69
2.2.1.1	<u>Das Gracilis-Mb.</u>	69
	Synonyma	69
	Begrenzung	69
	Lithologie	70
	Verbreitung	71
	Fossilien	71
	Alter	72
	Mikrofazies	74

III

2.2.1.2.	Das Brachiopodenkalk-Mb.	75
	Synonyma	75
	Begrenzung	75
	Lithologie	75
	Verbreitung	76
	Fossilien	76
	Alter	78
	Mikrofazies	78
	Zur Knollenbildung im Brachiopodenkalk	82
	Interpretation	84
2.2.1.3	Das Trochitendolomit-Mb.	85
	Synonyma	85
	Begrenzung	85
	Lithologie	85
	Verbreitung	85
	Fossilien	86
	Alter	87
	Mikrofaziestypen	87
	Interpretation	90
2.2.2	<u>Die S-charl-Fm.</u>	91
	Gliederung	91
2.2.2.1	Das Ravaisch-Rauhwanke-Mb.	91
	Begrenzung	91
	Lithologie	91
2.2.2.2	Die Untere S-charl-Fm.	92
	Begrenzung	92
	Lithologie	92
2.2.2.3	Die Obere S-charl-Fm.	93
	Begrenzung	93
	Lithologie	93
	Verbreitung	93
	Fossilien	96
	Alter	98
	Mikrofaziestypen	98
	(Interpretation vgl. Kap. 4.2.)	
2.2.3.	<u>Die Vallatscha-Fm.</u>	105
	Synonyma	105
	Kleiner Exkurs zur "Mittelladingruppe"	105
	Begrenzung	105
	Lithologie	106
	Verbreitung	106
	Fossilien	107
	Alter	108
	Mikrofaziestypen	108
	Interpretation (vgl. Kap. Brekzien u. Isotopen.)	
2.2.4	<u>Die Prosanto-Fm.</u>	112
	Synonyma	112
	Typusprofil	112
	Begrenzung	112
	Lithologie	112
	Verbreitung	114
	Fossilien	116
	Alter	117
	Mikrofaziestypen	117
	Interpretation	120

**TEIL III SEDIMENTÄRE und DIAGENETISCHE STRUKTUREN:
(einige Beobachtungen)**

3.1	Die Brekzien	122
3.1.1	Die Tiaun-Brekzie	122
3.1.1.1	Lösungs- und Kollapsbrekzie	122
3.1.1.2	Thixotropie-Brekzie	125
3.1.2	Karstbrekzie	127
3.2	Pseudomorphosen nach Sulfatkristallen	127
3.3	Dolomitisation	129
3.3.1	Frühdiagenetisch in Mudstones	129
3.3.2	Frühdiagenetisch in Grainstones	129
3.3.3	Spätdiagenetische Dolomitisation	130
3.3.4	Metasomatische Dolomitisation	131
3.4	Stabile Isotopen	132
3.5	Vererzungen in Mittelbünden	138
	Interpretation	140

TEIL IV ZYKLISCHE SEDIMENTATION

4.1	Transgressions-Regressions-Zyklen in der Silvretta-Trias	141
4.2	Zyklische Sedimentation an der Basis der S-charl-Fm.	143
	Die einzelnen Lithologien	143
	Die Abfolge der Lithologien	146
	Die regionale Verbreitung der Zyklen	147
	Interpretation	147
4.3	Sedimentäre Zyklen	151
5	Vergleiche triadischer Sedimentationsräume	157
6	Figurenliste zu Fotos	161
7	Literatur	176
<u>Anhang:</u>	Profilbeschreibungen	189
	Ducan-Fm. (Piz Gulota)	189
	Prosanto-Fm. (Piz Prosonch)	194
	Palinspastische Kartenbilder der einzelnen Formationen	197

Danksagung:

Allen Leuten, die mich während dieser Arbeit in irgendeiner Form unterstützten, möchte ich herzlich danken.

Namentlich richtet sich dieser Dank an:

B.Aemissegger, Ph.Arnold (Bern), Dr. J.P.Beckmann, T.Blöchlinger (Bern), Dr. P.Brack, Dr. R.Brandner (Innsbruck), Dr. R.Dössegger, Dr. G.Eberli, St.Frank, G.Früh, Dr. H.P.Funk, Dr. A.Gazdzicky (Warschau), U.Gerber, M.Giger und B.Hammer (Bern), Dr. P.Hochuli, Prof. K.J.Hsü, H.Krähenbühl (Davos), Th.Kubli, M.Kullin, E.Lippuner (Davos), T.Lötscher (Furna), Fam. Madöry, Prof. H.Mosteler (Innsbruck), D.Müller, Dr. W.H.Müller, H.Naef, Prof.E.Ott (München), P.Ouwehand, F.Pirovino, B.Rick, Prof. H.Rieber, Dr. St.Schid, S.Schultz, Dr. K.Tschanz, Dr. H.Weissert, Prof. L.Zaninmetti (Genf) und A.Zaugg (Bern).

Dr. Heinz Furrer und Dr. Aymon Baud möchte ich speziell für die Diskussionen im Feld und am Institut danken und besonders meinem Lehrer und Doktorvater, Herrn Prof. R.Trümpy, für seine Unterstützung, das Interesse an dieser Arbeit und die Terrainbesuche in der Ducankette.

Meinen Eltern, die mir in grosszügiger Weise das Studium ermöglichten, sei diese Arbeit gewidmet.

Zusammenfassung

Die zentralostalpine Silvretta-Decke umfasst 1600 km² Kristallin. Nur am Westrand in Mittelbünden liegen permische und triadische Sedimente stratigraphisch auf dem Kristallin. Die Sedimente der unteren und mittleren Trias werden beschrieben und zwei Formationen werden neu eingeführt (Ducan-Fm. und Prosanto-Fm.). Die spärlichen Fossilfunde bestätigen nur z.T. die hergebrachte altersmässige Einstufung und stellen gewisse lithostratigraphische Korrelationen älterer Autoren in Frage. Insbesondere die Lage der Anis-Ladin-Grenze dürfte innerhalb der Schichtfolge wesentlich höher liegen als bisher angenommen. Die palinopastische Rekonstruktion beruht auf tektonischen Untersuchungen in der westlichen Silvretta-Decke.

Die Abwicklung von 30 tektonischen Profilen ("line balanced") machen eine intensive Extensionstektonik in der westlichen Silvretta-Decke deutlich. An verschiedenen Extensionsbrüchen werden Beträge im km-Bereich aufgenommen. Die Verkürzung der Sedimentabfolge in Falten ist von vergleichbarer Grössenordnung, so dass die abgewickelten Sedimente etwa dieselbe Fläche einnehmen wie ihre heutige Verbreitung. Die Verfaltung und Zerschierung entlang der Extensionsbrüche erfolgen z.T. gleichzeitig. Es ist nicht ausgeschlossen, dass einzelne Extensionsbrüche noch nach der Platznahme der Silvretta-Decke auf der Ela-Decke aktiv waren.

Die Extensionstektonik und der niedrige Metamorphosegrad (Anchizone) kommen unter der Überlast einer höheren tektonischen Einheit zustande ("Ultradecke"), welche nicht mehr erhalten ist.

Ruina-Fm. (Perm)

Die permischen Ignimbrite (Rhyodazite), Tuffe und Fanglomerate wurden in grabenförmigen Trögen abgelagert. Eine Trogschulter, welche die Rhyodazite von Bellaluna und Val Tisch gegen E begrenzt, verläuft heute etwa in SW-NE-Richtung.

Chazforà-Fm. (oberstes Perm-unterste Trias)

Fanglomerate und Konglomerate mit Vulkaniten, Quarziten und Gneisgeröllen, weisen lokal stark variierende Komponentengrössen und Zusammensetzungen auf. So findet man östlich der Wieseneralp seltener grosse Kluftquarz-Komponenten. Feinkörnige, rote Sande und Silte wurden im Osten der Ducankette als Tuorssand informell ausgeschieden. Schüttungsrichtungen weisen im Ducan nach NW.

Fuorn-Fm. (Skyth?-unteres Anis)

Gut sortierte Sande in schräggeschichteten Kanalfüllungen und bioturbirte, dunkle Silte bauen die gutgebankte Serie auf. Rippelmarken und die dolomitische Zementation im untersten und obersten Teil deuten auf marine Einflüsse hin. Rekurrenzen von Konglomeraten treten vermehrt im unteren Landwassertal auf (Muchetta und Jenisberg).

Ducan-Fm. (oberes Anis)

Die Ducan-Fm. wird für die relativ heterogene, fossilreiche Karbonatserie (70-100m) zwischen den Fuorn-Sanden und den lagunären Dolomiten und Kalken der unteren S-charl-Fm. neu eingeführt. Gracilis-Mb.: Im unteren Teil enthalten sandige Dolomite *Dadocrinus gracilis* und *Glomospira densa*. Die überlagernden knolligen, siltführenden Kalke (Brachiopodenkalk-Mb.) enthalten eine marine Fauna, welche ins obere Anis einzustufen ist. Den obersten Teil der Ducan-Fm. bilden massige dunkelgraue Dolomite, welche *Encrinus liliiformis* und *Entrochus silesiacus* führen (Trochitendolomit-Mb.). Es handelt sich um Grainstones mit Onkoiden, Peloiden und Ooiden. Die Zemente in den sekundären Poren deutet auf eine Diagenese im inter- bis supratidalen Milieu hin.

S-charl-Fm.: (oberes Anis)

Die mächtige, fossilarme und monotone Kalk- und Dolomit-serie enthält hauptsächlich Mudstones und Wackestones, z.T. auch Packstones. Fossilien sind selten (*Diplopora annulata* und *Diplopora annulatissima*, Gastropoden, marine Reptilien). Im unteren Teil der Formation können regressive Kleinzyklen, welche sich in einer Kalk-Dolomit-Wechsellagerung äussern, regional verfolgt werden. Die Fazieszonierung mit den Ravais-ch-Rauhacken im W und Dolomiten und Kalken im E wird im Verlauf einer Transgression durch subtidale Kalke ausgeglichen.

Vallatscha-Fm.: (oberstes Anis?, Ladin)

Die grobkörnig rekristallisierten Dolomite (Grainstones, Packstones) enthalten *Diplopora annulata*, Echinodermereste und verschiedene Foraminiferen (*Turritella mesotriatica*, Involutinidae). Die Mächtigkeit der Formation variiert beträchtlich (Ducankette 20m, Landwasser bis 130m). Die feinkörnige Fazies im Landwassertal (Mudstones, Wackestones und Packstones) unterscheidet sich von den normalerweise rekristallisierten Grainstones des Typusgebietes der Engadiner Dolomiten. Charakteristisch sind schichtparallele Brekzienkörper mit Weisspat-Zement, welche als Kollaps-Brekzien interpretiert werden.

Prosanto-Fm.: (oberstes Anis, Ladin)

Die feingebankten, plattigen Kalke sind auf Mittelbünden und die östlichen Engadiner Dolomiten beschränkt. Sie treten als Einschaltungen in der Vallatscha-Fm. auf oder überlagern diese als 200m mächtiger Schichtstoss und enthalten Dascycladaceen (*Physoporella leptotheca*) sowie eine reiche Fischfauna. Die lokale Verbreitung dieser subeuxinischen Becken lässt auf unterschiedliche Subsidenz in der weitläufigen Vallatscha-Karbonatplattform schliessen.

Mit der Sedimentation der Altein-Dolomite (Ladin) wird das Relief ausgeglichen. Die hellen, intertidalen Dolomite mit Hohlraumgefügen, Stromatolithen, Rippelmarken und Polygonböden führen noch *Diplopora annulata*.. Im oberen Teil der Altein-Dolomite werden zwei Tuffitlagen von Chertknollen begleitet. Mit tonhaltigen Bactryllien-Schiefern folgen darüber die Rauhacken und Dolomite der Raibl-Gruppe (oberes Ladin?-Karn).

Faziell steht Mittelbünden den östlichen Engadiner Dolomiten und dem Jaggl (Cima Termine) am nächsten. Analogien bestehen zum sandigen Anis des westlichen Drauzug und der Krabachjoch-Decke der westlichen Nördlichen Kalkalpen, sowie zu den westlichen Engadiner Dolomiten. Im Unterostalpin finden sich am ehesten noch in der Jenatschtrias gewisse fazielle Ähnlichkeiten. Mächtigkeitsmässig lässt sich auch die Abfolge in der Kalkberg-Decke des Schams mit Mittelbünden vergleichen. Die Niveaus mit marinen Reptilien und detritischen Einflüssen sind korrelierbar. In der Klippen-Decke und den Préalpes Médiannes können einzelne Emersionsniveaus mit jenen in Mittelbünden verglichen werden.

Gewisse Analogien zur Lechtal-Decke und zum Südalpin beobachtet man hauptsächlich im Anis.

Abstract:

The Central Austroalpine Silvretta Nappe of Eastern Switzerland consists of 1600 km² of crystalline basement rocks. Along the western border of the Canton of Grisons (Kanton Graubünden) Permian and Triassic sediments lie in stratigraphic contact with the crystalline basement complexes. The Lower and Middle Triassic sediments are described here, and two new formations are introduced (Ducan-Fm. and Prosanto-Fm.). Due to sparse fossil content, the traditional stratigraphic classification in this area could only be partially confirmed and furthermore questions the lithostratigraphic correlations of other authors. In particular, this study places the Anisian-Ladinian boundary substantially higher in the stratigraphic sequence than has been assumed in the past. A palinspastic reconstruction has been made on the basis of tectonic investigations in the western Silvretta-Nappe.

Tectonic

Intensive extension tectonics can clearly be seen from the 30 line-balanced tectonic profiles of the Western Silvretta-Nappe. Displacements of many kilometers have been determined along various extension faults. This deformation has been compensated by a similar amount of shortening of sedimentary sequences within folds. Palinspastic sections thus represent approximately the same area as that of the present day distribution.

Folding and shearing along the extension faults occurred in part simultaneously. It is also possible that certain faults were still active after the emplacement of the Silvretta-Nappe on the Ela-Nappe.

The extension tectonic, as well as the low metamorphic grade (anchizone), are a result of an overload of a higher tectonic unit ("Ultradecke") which is no longer preserved.

Stratigraphy:Ruina-Fm. (Permian)

The Permian ignimbrites (rhydacites), tuffs, and fangomerates were deposited in graben-like troughs. One shoulder of these troughs, which limits the rhyodacite of Bellaluna and Val Tisch towards the east, is presently oriented in an approximate SW-NE direction.

Chazforà-Fm.: (Upper Permian-Lower Triassic)

Fangomerates and conglomerates consist of volcanic, quartzitic and gneissic components which vary in composition and size. For example, large fragments of vein quartz can rarely be found east of Wieseneralp. Fine-grained, red sand and silt were locally deposited as "Tuors-Sand" in the east of the Ducan chain. The direction of transport in the Ducan is towards the north-west.

Fuorn-Fm.: (Skythian? - Lower Anisian)

This well-bedded series is made up of well-sorted sand, deposited as cross-bedded channel filling, and dark bioturbated silt. Ripple marks and dolomitic cementation in the lower and upper portions of the series indicate a marine influence. Conglomerates frequently reoccur in the Landwassertal (Muchetta and Jenisberg).

Ducan-Fm. (Upper Anisian)

The Ducan-Fm. is introduced here for the heterogenous, fossiliferous carbonate series (70-100m) which lies between the Fuorn-sandstones and the lagounal dolomites and limestones of the lower S-charl-Fm.. The lower part of the sandy dolomites contains *Dadocrinus gracilis* and *Glomospira densa* (Gracilis-Mb.). The overlying nodular, silty carbonates (Brachiopodenkalk-Mb.) contain a marine fauna which can be classified as Upper Anisian. The upper part of the Ducan-Fm. consists of thick-bedded, dark grey dolomite containing *Encrinus liliiformis* and *Entrochus silesiacus* (Trochitendolomit-Mb.), and is made up of grainstones with coated grains, peloids and ooids. The vadose cementation (dog-tooth) in the secondary pores indicates diagenesis in an inter- to supratidal environment.

S-charl-Fm.: (Upper Anisian?)

This thick, fossil-poor and monotonous carbonate series is composed mainly of mudstones and wackestones and in part of packstones. Fossils are rare (*Diplopora annulata* and *Diplopora annulatissima*, gastropods, and marine reptiles). In the lower part of the formation regressive cycles, consisting of interbedded limestone and dolomite, can be followed on a regional scale. Supratidal environments predominate in the western part (Ravais-ch-'Rauhacken') whereas in the east, dolomites and limestones occur.

Vallatscha-Fm.: (Upper Anisian?, Ladinian)

The coarse-grained, recrystallised dolomites (grainstones, packstones) contain *Diplopora annulata*, echinoderm remains and various foraminifera (*Turritellella mesotriasica*, Involutinidae). The thickness of this formation varies considerably (Ducan chain 20m, Landwasser up to 130m). The fine-grained facies in the Landwassertal (mudstones, wackestones and packstones) are distinct from the recrystallised grainstones which are typical of the Engadine Dolomites. This formation is also characterised by breccias which lie parallel to bedding and contain white sparitic, dolomitic cement. A large part of these breccias can be interpreted as collapse-breccias.

Prosanto-Fm.: (Upper Anisian, Ladinian)

Finely-bedded, platy limestones are confined to the region of Mittelbünden and the eastern Engadine Dolomites. These limestones occur as interbeds in the Vallatscha-Fm., or overlie it as 200m-thick beds. They contain Dascycladacean (*Physoporella leptotheca*) and various fishes. The local distribution of these sub-euxinic basins indicates differential subsidence in the broad carbonate platform of Vallatscha.

During the Ladinian, the relief of the carbonate platform was filled in, and the subsequent sedimentation of the Altein Dolomites represents a widespread intertidal environment. These light-coloured dolomites are characterised by birds eyes, stromatolites, ripple marks and mudcracks, and contain *Diplopora annulata*. In the upper part of the Altein Dolomites two tuff layers are accompanied by chert nodules. The argillaceous Bactryllium Shales overlie the Altein Dolomites and are further overlain by "Rauhacken" and dolomite of the Raibl Group (Uppermost Ladinian ? and Carnian).

The facies in Central Grisons (Mittelbünden) are most similar to those in the eastern Engadine Dolomites and the Jaggl (Cima Termine). Analogies can also be made to the sandy, Anisian sediments of the western Drauzug and the Krabachjoch-Nappe in the western Northern Calcareous Alps as well as to the western part of the Engadine Dolomites. However, in the lower Austoalpine nappes, similarities to the facies in Central Grisons can only be found in the Jenatsch-Triassic. The sequences of the Kalkberg-Nappe of Schams are also similar in thickness to those of Central Grisons and can be correlated on the basis of marine reptile-content and detritic influences. In the Klippen-Nappes and the Préalpes Médiannes certain levels of regression can be compared to those in Central Grisons. Definite analogies to the Lechtal-Nappe and the Southern Alps can mainly be observed in the Anisian.

Arbeitsgebiet und Problemstellung

Das engere Arbeitsgebiet umfasst Mittelbünden zwischen der Lenzerheide und dem Albula-Pass, Tiefencastel und Davos. Die untersuchten Sedimente der unteren und mittleren Trias stellen die stratigraphische Bedeckung der Silvretta-Decke dar. Sie liegen einerseits in der Ducankette, einer Synklinale im Kristallin der Silvretta und andererseits am westlichen Deckenrand im Landwassergebiet.

Seit der ersten intensiven Bearbeitung in den Dreissigerjahren (EUGSTER 1923, LEUPOLD 1920 u.a.) wurde die Stratigraphie der Silvretta-Decke in verschiedenen Diplomarbeiten untersucht und nach lithostratigraphischen Kriterien gegliedert. Die altersmässige Einstufung der Formationen beruhte auf den spärlichen Fossilfunden und in Anlehnung an die lithologischen Korrelationen der früheren Bearbeiter. So sah man die einzelnen Stufengrenzen der Trias in den lithologisch markanten Wechseln (Grenze von detritischer zu karbonatischer Sedimentation als Skyth-Anis Grenze ("Untere Rauhwaacke"),. Die Basis der S-charl-Fm. ("Arlbergkalk", "Mittlere Rauhwaacke") als Anis-Ladin Grenze.

Die Basis des Carn wurde z.T. sehr tief angesetzt (Untergrenze der Prosantoschichten), dies ebenfalls auf fragwürdiger Basis (vgl. Kap. Prosanto-Fm.).

Dank der Arbeit von OUWEHAND (1984) konnte erstmals mit Conodonten die Trinodosus-Zone (Illyr, oberes Anis) im Brachiopodenkalk ("Recoarokalk", Ducan-Fm.) festgestellt werden.

Neben den offenen Fragen der Datierung fehlte eine fazielle Analyse der Karbonate. Dabei sollte auch abgeklärt werden, ob die Bezeichnungen aus den Nördlichen Kalkalpen ("Arlbergkalk", "Arlberdolomit") oder den Südalpen ("Campilerschichten", "Recoarokalk") allenfalls neben der neuen Nomenklatur aus den Engadiner Dolomiten (DOESSEGER & MUELLER 1976/1982) Berechtigung haben.

Methodik:

In den Sommermonaten der Jahre 1981 bis 1984 wurden in Mittelbünden 31 Profile aufgezeichnet und Vergleichsbegehungen in den Unterengadiner Dolomiten, am Jaggl (Cima Termine), in den westlichen Nördlichen Kalkalpen (Arlbergpass, Krabachjoch) und in den Südalpen (Bergamasker Alpen, Dolomiten) vorgenommen.

Detailkartierungen waren in tektonisch komplizierteren Gebieten notwendig um die Mächtigkeiten sicher zu bestimmen und fazielle Wechsel zu erfassen.

Dünnschliffe und Anschliffe konnten in der Werkstadt des Geol. Inst. der ETH Zürich hergestellt werden. Zur Interpretation wurden alle zugänglichen und lokalisierbaren Schliffe früherer Bearbeiter mit einbezogen. Die Klassierung der Karbonate erfolgte an ca. 700 Schliffen nach FOLK (1962) und DUNHAM (1962) und FLÜGEL (1972/1978). Zur makroskopischen Beschreibung wurde die Shell-Legende (SWANSON 1981) verwendet und geringfügig ergänzt.

Ca. 30 kg Gestein wurde in Essigsäure aufgelöst und nach Conodonten, Holothurien-skleriten u.a. Fossilien untersucht, was weitgehend ergebnislos verlief.

Einige Kathodolumineszenz-Aufnahmen wurden auf dem Gerät der Universität Bern dank der Hilfsbereitschaft von B.Hammer und T.Kubli hergestellt. Von der starken, mehrphasigen Rekristallisation in der Tiaun-Brekzie sind unter Lumineszenz nur die letzten Kristallisationsphasen sichtbar. Eine eindeutige Zementstratigraphie konnte mangels geeigneter Schliffaufnahmen nicht hergestellt werden, weshalb die Anwendung der Methode auch nicht weiter diskutiert wird.

Die Messungen der stabilen Isotopen lieferten interessante Ansätze. Verschiedene offene Fragen bez. der Diagenese und des ursprünglichen Milieus könnten bei detaillierterer Beprobung wohl z.T. geklärt werden.

Zur Abklärung der tektonischen Verhältnisse wurden neben Feldbeobachtungen auch Luftbilder beigezogen. Die palaeogeographischen Interpretationen innerhalb der Silvretta-Trias beruhen auf der Abwicklung von 30 tektonischen Profilen.

Historischer Rückblick

Im Jahre 1477 ging die Landschaft Davos "mit allen besuchten und unbesuchten Bergwerken ob und unter der Erde" vorübergehend in österreichischen Besitz über. Die Bleigruben Silberberg im Landwassertal gehörten wohl damals schon dazu. Ab 1513 sind Davoser Bergrichter mit Namen bekannt, von denen einzig Christian GADMER, eingesetzt 1588, erwähnt sei. Sein ausführliches Grubenverzeichnis und eine Buchführung über den Verleih der Gruben an Unternehmer in den Jahren 1589 bis 1603 tragen Licht in die Bergbaugeschichte Mittelbündens.

Mit H.C. ESCHERs Besichtigung des Silberberges (1803/15) schloss eine Epoche, während der das geologische Interesse, so weit urkundlich festgehalten, ausschliesslich im Dienste des Bergbaues stand. ESCHERs rudimentäre Kartenskizze und geologischen Beobachtungen, wie z.B. die Überlagerung der Landwassersedimente durch Gneise, leiten die regionale Bearbeitung ein.

In kurzer Zeit entstand Bernhard STUDERs Kartierung (1836/37), welche die geologischen Beobachtungen in Mittelbünden in objektiver Weise zusammenfasste. STUDERs Karte (1853) bildete auch eine wesentliche Grundlage für die Arbeiten von THEOBALD (1864), welcher in grosszügiger Weise Gesteinspakete über schlecht erkundete Gebiete hinweg miteinander verband. Immerhin erkannte THEOBALD im Abschnitt zwischen Vorarlberg und Engadin den Westrand der ostalpinen Decken recht genau und stellte auch als erster die Sedimente in Mittelbünden in die Trias. Dies aufgrund lithofazieller Korrelation mit den NKA, wo *Retzia trigonella* SCHLOTH., *Dadocrinus gracilis* BUCH. und *Rhynchonella* sp. gefunden wurden (GÜMBEL 1861). Die Unterscheidung zwischen mittel- und obertriadischen Dolomiten gelang Theobald noch nicht. Deshalb sind auch seine tektonischen Interpretationen, was Landwasser und Ducan angeht, noch voller Irrtümer.

1891 rückte mit DIENERs Ost-Westalpen-Diskussion das seit THEOBALD etwas vernachlässigte Mittelbünden wieder in den Brennpunkt der Betrachtung. Selbst in die eigenständige Betrachtungsweise von ROTHPLETZ (1900) floss in Mittel- und Nordbünden die noch junge Deckentheorie ein (TERMIER 1903, FRECH 1905 und SUESS 1852). ROTHPLETZ (1900) lieferte eine einfache Interpretation, basierend auf Falten und Verwerfungen. Seine Definition der "Rhätischen Schubmasse" sollte später durch STEINMANN (1905) aufgegriffen werden und in eine "Ostalpine Decke" und eine "Rhätische Decke" (heutiges UOA und Arosler Zone) spezifiziert werden.

Für den Raum des Südpenninikums sowie des Unterostalpins bereichert uns Steinmann mit ebenso präzisen wie grundlegenden Beobachtungen. Sein einfacher Ansatz, wonach das Schichtfallen überschobener Pakete mit der Ueberschiebungsrichtung übereinstimmt, wird durch Rothpletz hart bestritten. Dieser erkannte, dass SW-NE verlaufende Strukturen in der Silvretta-Decke am westlichen "Stirnrand" quer abgeschnitten werden.

Östlich der Lenzerheide beobachtete ROTHPLETZ (1905) die Überschiebungsrichtung der Ostalpinen Decken. Er schrieb (1905, p. 133): "Die Rothornkette ist von Osten her.. ..auf einer nach West ansteigenden Fläche über diese Mulde heraufgeschoben worden. So kommt es, dass zu beiden Seiten der Alp Sanaspans Gneis über Rötidolomit liegt."

Zusätzlich macht er süd-nord gerichtete Überschiebungen verantwortlich für die Platznahme der Schuppenzone am Nordfuss der Mederger Flue sowie die Einmuldung der Serien unter dem Rothorn.

Die SCHARDT'sche (1908) Gleittheorie, nach der Südschübe aus den Préalpen über die Klippen bis hinein in die "Rhätischen Decken" wirksam waren, spornte LUGEON (1902, p.727) zur kühnen Parallelisierung eines Deckenstapels zwischen Arve und Salzburg an. Das Unverständnis, welches ihm anlässlich eines Referates 1903 in Wien noch entgegenschlägt ("Il faut un pli frontal pour limiter une nappe"), steht im Gegensatz zur geistig fruchtbaren Kontroverse, welche die Diskussion um die Bewegungsrichtungen zwischen dem Briançonnais und dem Rätikon aufwirft.

ROTHPLETZ kommt 1905 mit seiner einfachen Palinspastik der "Rhätischen Schubmasse" auf einen fünfmal breiteren Ablagerungsraum und sieht auch das Helvetikum von namhaften E-W-Schüben erfasst; im Gegensatz zur Lehrmeinung (SUESS 1852, STEINMANN 1905, SCHARDT 1908, LUGEON 1902), welche für Helvetikum, Penninikum und Ostalpin S-N gerichtete Hauptkomponenten geltend macht.

HOEK schuf 1903 den Begriff Unterostalpin (UOA). Zu den komplizierten Verhältnissen im Grenzbereich zwischen UOA und S-Penninikum bemerkte er: "Der Versuch, in diese Zone irgendwelche Gesetzmässigkeiten künstlich hineinzubringen, scheint mir den Verhältnissen Zwang antun."

Die unpublizierten tektonischen Querprofile durch Mittelbünden von HELBLING (1903) sind verschollen.

Erstmals veröffentlichte ZYNDEL (1910) ein klares tektonisches Konzept für Mittelbünden, indem er eine "Obere ostalpine Decke", die Silvretta-Decke, von einer "Unteren ostalpinen Decke" trennte, deren höchste Einheit, die "Bergüner-Decke", sich aus folgenden drei Elementen aufbaute :

Die "Albula-Decke", die "Ela-Decke" und die "Suraver Zwischendecke", welche zusammen der heutigen Ela-Decke s.l. (samt Subsilsrettiden Linsen und möglichen Tschirpen-Äquivalenten auf der Alp Propissi) entsprechen.

In der Albulapass-Region verliess sich ZYNDEL (1910) auf die interpretierten Daten THEOBALDs (1864), der sich seinerseits auf die Untersuchungen GÜMBELs (1851)stützte. Er kam wohl deshalb nicht zu neuen Aussagen. Im Profil der Lenzerheide hingegen vertrat er die einfache Ansicht, dass eine normalliegende Verdoppelung der Silvretta-Decke die Abfolge Rothorn, Lenzerhorn und Piz Mulain bilde.

Damit ist die Frage nach der Stellung der heutigen Aroser Dolomiten noch nicht geklärt. HOEK (1903), aus der Perspektive der Weissfluh, glaubte an eine verkehrte Lagerung, während ROTHPLETZ(1905), aus der Sicht des Erzorns und der Tijer Flue, normale Lagerung beobachtete.

In den Jahren 1906 bis 1912 führten auch SPITZ & DYRENFURTH in Mittelbünden geologische Untersuchungen durch. In stratigraphischer Hinsicht verdanken wir ihnen eine detaillierte Gliederung der Ducantrias. Sie erkannten die Dolomite der Ducan-Kette als zur Mitteltrias gehörend und korrigierten entsprechend das tektonische Bild.

Bis anhin glaubte HELBLING (1903), im Ducan lägen steilstehende Isoklinalfalten vor. Das Bild, welches SCHARDT (1908) publizierte, zeigte sogar zwei Antiklinalen im Mittelschenkel der Silvrettadecke. SPITZ & DYRENFURTH (1914) sahen im Unterengadin das Umbiegen des Faltenstreichens aus der S-charl-Decke in die westlich der Gallo-Linie gelegenen Gebirge infolge eines nach W vorgeschobenen Keiles des Oetz-Kristallins. Analog zu dieser Situation veranlasste sie das NE-SW-streichen der Ducan-Synklinale, die E-W-verlaufenden Achsen der Ela-Stirn, sowie das Achsenstreichen am Westende der Nördlichen Kalkalpen zur Formulierung der "Rhätischen Bögen".

Die gegensätzlichen tektonischen Auffassungen motivierten ARBENZ (1913) und veranlassten ihn (1916) mit detaillierten Feldarbeiten in Mittelbünden zu beginnen.

Im folgenden Jahrzehnt verbesserte sich der Kenntnisstand der Geologie in Mittelbünden wesentlich.

Ungeachtet der SPITZ & DYRENFURTH'schen Interpretation der "Rhätischen Bögen" verliess sich STAUB (1917) mit instinktiver Sicherheit auf die Ergebnisse Zyndels.

Auf Anregung von ARBENZ kamen 1919 in einem ersten Schub der Berner Schule J.CADISCH, H.EUGSTER und W.LEUPOLD nach Mittelbünden.

CADISCH bearbeitete die Weissfluhgruppe, EUGSTER den Ducan und LEUPOLD das Landwassertal.

Im gleichen Jahr noch stiessen R.BRAUCHLI in der Lenzerhornkette, P. FREI und E. OTT in den Bergünstöcken dazu.

Das Resultat dieser Arbeitsgruppe liegt in einer Sammelarbeit (CADISCH et al. 1919) und in Form von "Beiträgen" (BRAUCHLI 1921, CADISCH 1919, EUGSTER 1923, FREI 1922, OTT 1922), sowie der kartographischen Darstellung in sechs einzelnen Blättern im Massstab 1:25'000 vor. Die lithologische Gliederung der permischen, triadischen und jurassischen Sedimente ist praktisch vollständig vorhanden, sowie eine tektonische Beschreibung, die in den wesentlichsten Punkten an HELBLING (1903) und ZYNDEL (1910) anschliesst. Die "Rhätischen Bögen" von SPITZ & DYRENFURTH (1913) wurden hinfällig, da die einzelnen Achsenrichtungen sich auf ganz verschiedene tektonische Elemente beziehen.

Im tektonischen Teil dieser Arbeit wird davon noch die Rede sein. Ebenso müssen Details aus den Arbeiten von LEUPOLD (1920) und EUGSTER (1923) in den entsprechenden Kapitel besonders erwähnt werden.

In den folgenden Jahrzehnten waren Zürcher Doktoranden und Diplomanden in den Schamser Decken sowie im Unterostalpin tätig. In den Jahren 1974 bis 1983 wurden zwischen Oberhalbstein und Prättigau nicht weniger als 14 Diplomkartierungen vorgenommen.

Stratigraphie:

ROTHPLETZ (1905) erwähnte aus dem Plessurgebirge (Landwasser-Kette und Tschirpen) Stielglieder von *Encrinus gracilis* BUCH und *E. liliiformis* LAM; *Lingula*, kleinere Bivalven und einen *Ptychites* sp. vom Valbellahorn. Im gleichen Profil vermerkte er auch Fischschuppen vom Typ *Gyrolepis albertii* AGER.

SPITZ & DYRENFURTH (1913) fanden am Valbellahorn zusätzlich *Lima* sp. cf. *striata* SCHLOTH. und *Pentacrinus* sp. . Ihnen gelang erstmals die Trennung von Hauptdolomit und mitteltriadischen Dolomiten, welche sie in der Ducan-Kette durch die markanten Raibler-Schichten getrennt und gleichsam eingefasst von fossilreichem "Muschelkalk" und "Rhät" vorfanden.

Den unteren Dolomitkomplex nannten sie Wetterstein und beschrieben ihn wie folgt:

"Graue oder schwärzliche, klotzig-splittrige oder plattige Dolomite... erfüllt von Diploporenresten (*Diplopora debilis* an der Lenzerhorn- Ostflanke), auffallend geringmächtig (namentlich im Ducan)."

Weiter äusserten sie die Vermutung, dass die mächtigen Anteile des Muschelkalkes, welche Hand in Hand mit der Reduktion des "Wettersteins" gehen, altersmässig bereits ins Ladin zu stellen seien.

LEUPOLD (1920) und EUGSTER (1923) gliederten die Triassedimente nach lithologischen Vergleichen mit den Südalpen und den Nördlichen Kalkalpen, indem sie sich auf folgende Arbeiten stützten:

Südalpin:

PHILIPP (1895, 1897.), STOPPANI (1856, 1880), STUDER (1844)

Grigna, Lombardei, Esino: BENECKE (1868, 1876), HAUER (1858), SALOMON (1895/96, 1908)

Val Trompia: TILLMANN (1914)

Recoaro: TORNQUIST (1890, 1900)

Nördliche Kalkalpen:

GÜMBEL (1861/93), HAHN (1914), RICHTHOFEN (1959, 1861), TRÜMPY D. (1916.)

Kärnten:

GEYER (1897)

Für LEUPOLD (1920) bestätigten Pteridospermenfunde im Landwassertal das Skyth. Die Bestimmung (*Pterophyllum sp.*) ist jedoch nicht eindeutig möglich. EUGSTER (1923) tätigte im Ducan eine Reihe von Funden, die das Anis belegen (*Tetractinella trigonella* SCHLOTH., *Dadocrinus gracilis* BUCH, *Terebratulidae*, *Rhynchonellidae*, *Ceratitidae* und nannte aufgrund von lithologischen Vergleichen mit den Südalpen die karbonatführenden obersten Sande "Campiler-Schichten" und den knollenförmig ausgebildeten alpinen Muschelkalk "Recoarokalke".

In der "Mittleren Rauwacke", gleichzeitig einem Pietraverde-Niveau, sah er die Anis-Ladin-Grenze und stellte die gefundenen *Diploporen* darüber ins Ladin. Die Grenze zum Karn blieb offen. EUGSTER (1923) setzte sie über den Arlbergdolomit in die Basis der Prosantoschichten, in welchen er wegen dem Auftreten gleicher Arten von fossilen Fischen, Äquivalente der Lunzerschichten sah (dort vergesellschaftet mit Cephalopoden aus dem Jul).

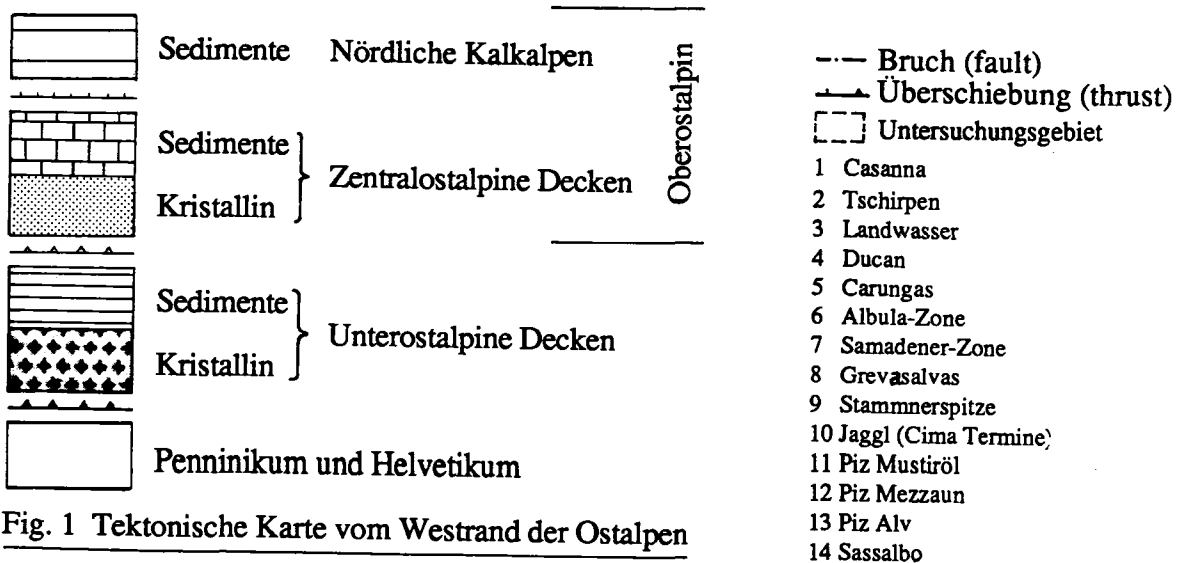
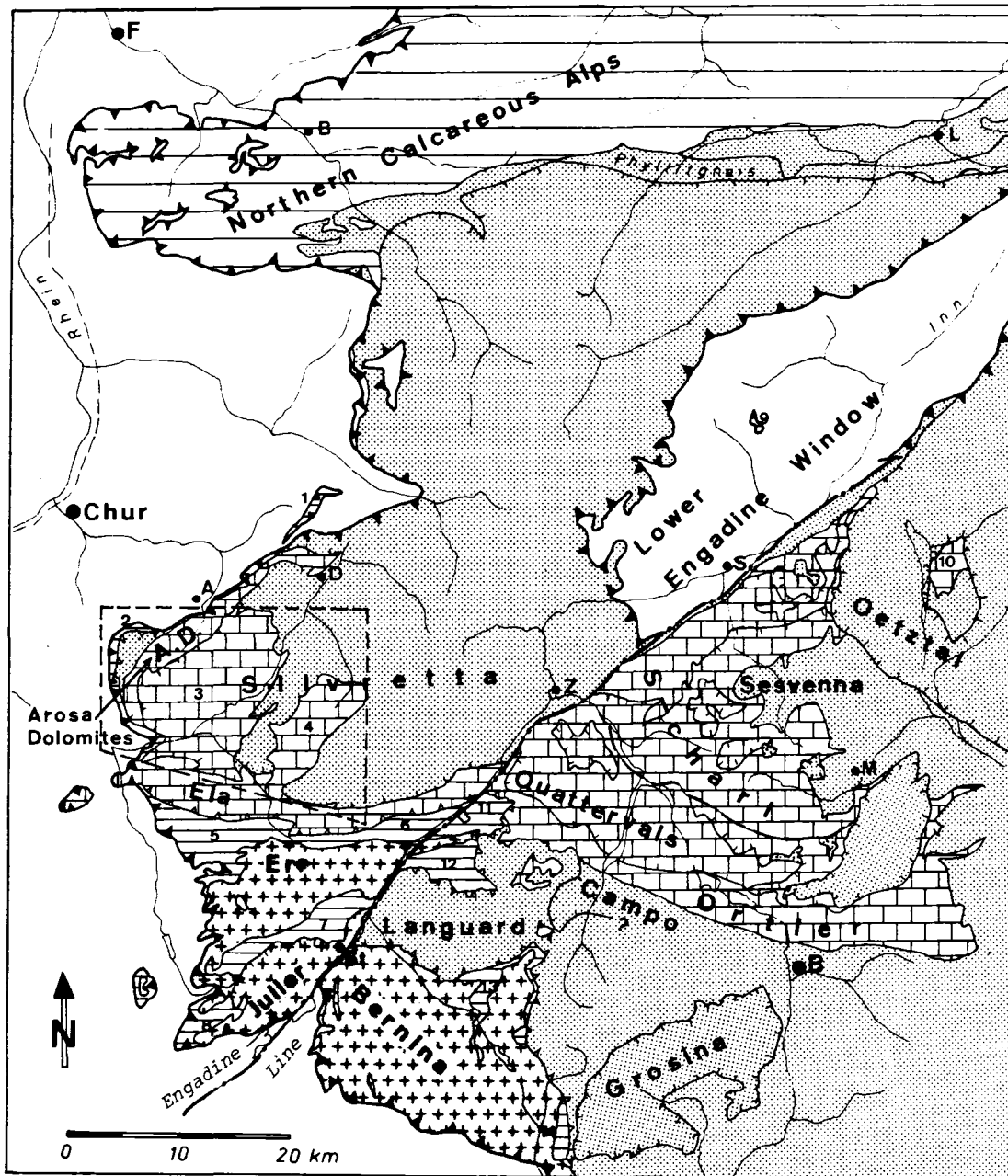
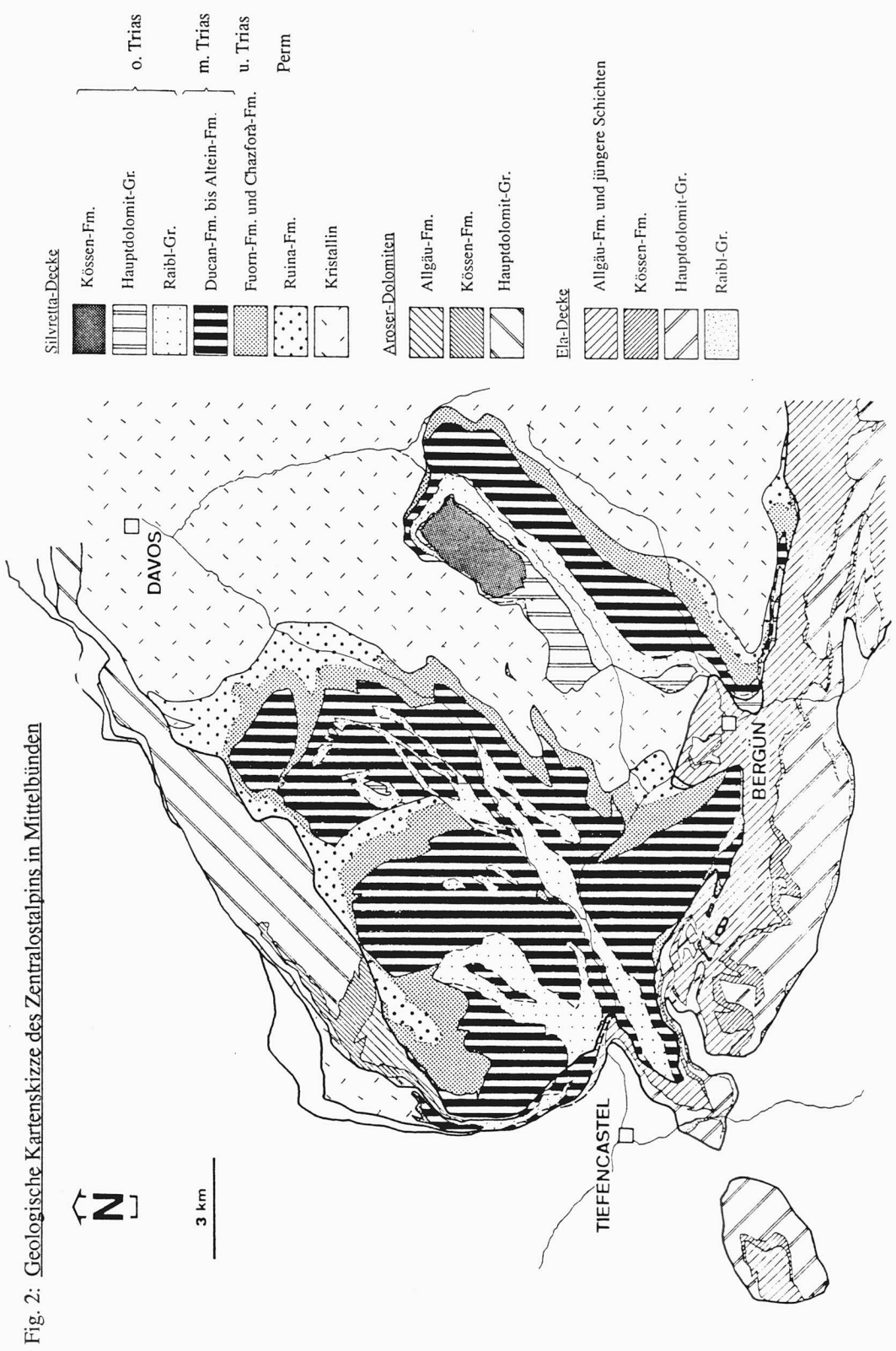


Fig. 1 Tektonische Karte vom Westrand der Ostalpen



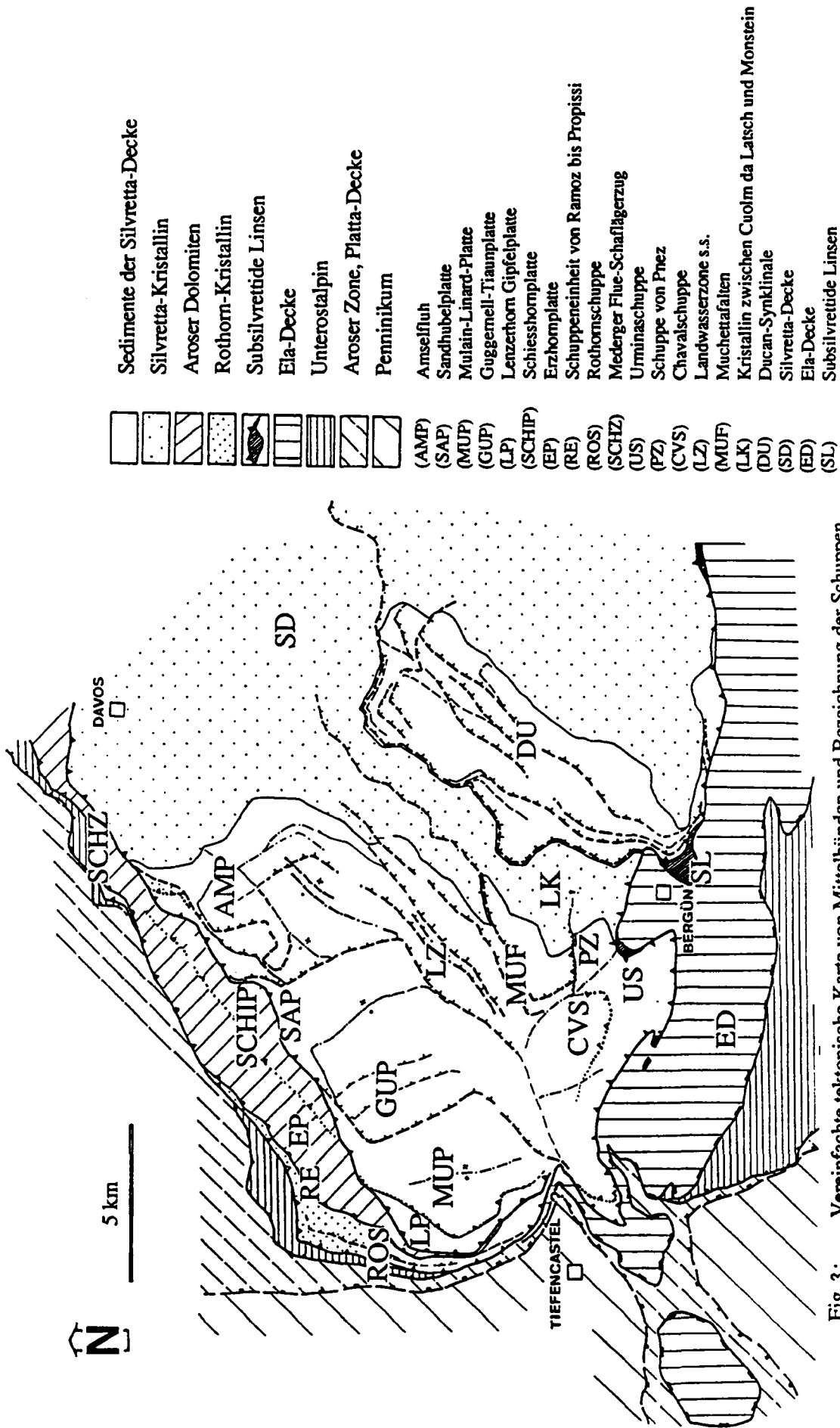
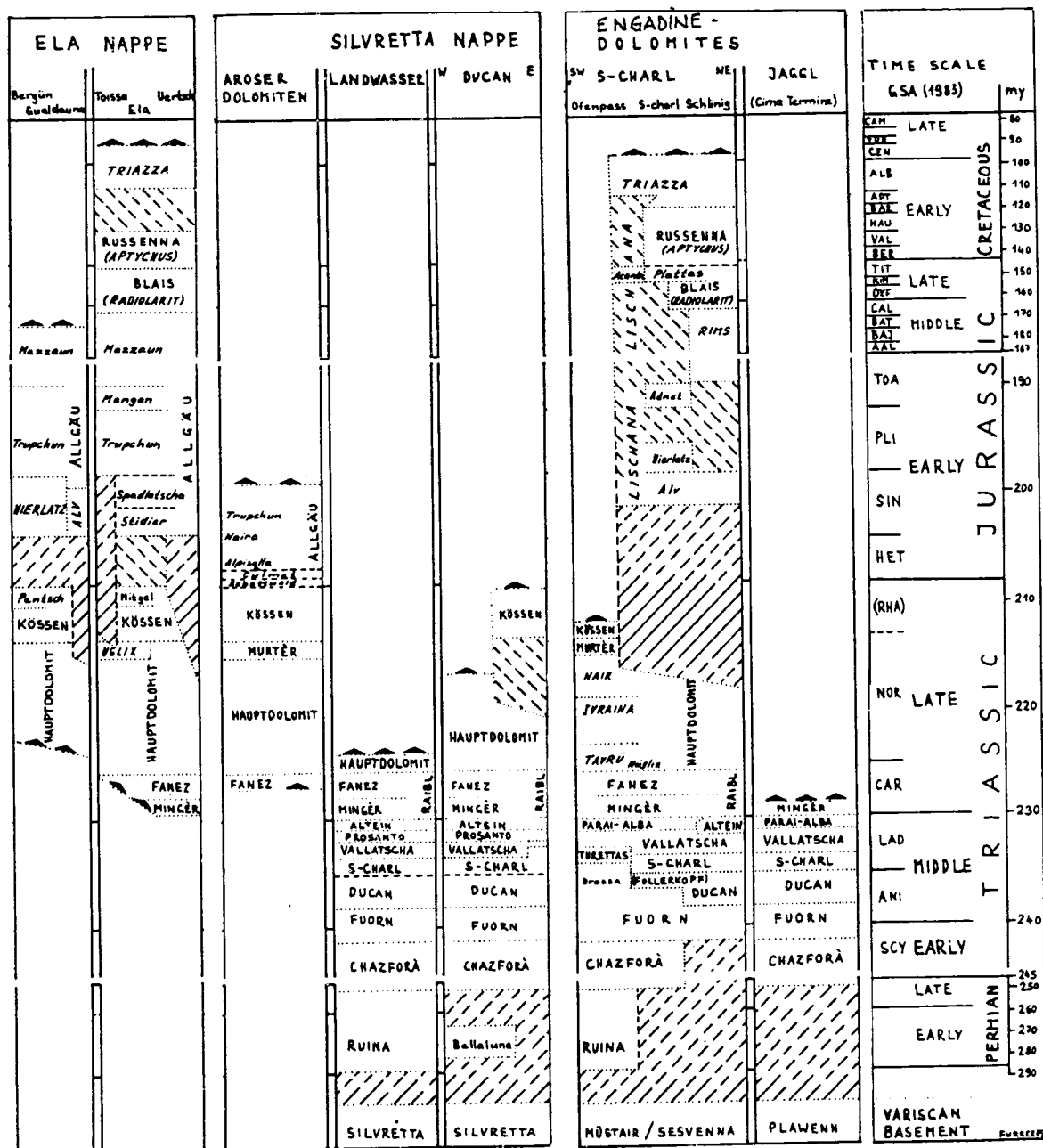


Fig.4. Verbreitung der Formationen innerhalb der tektonischen Elemente am Westrand der Silvrettaecke und in den östlichen Engadiner Dolomiten:



FORMATIONS *INFORMAL*
Members *Informal*

Age of boundary: - - - - - probable
 uncertain



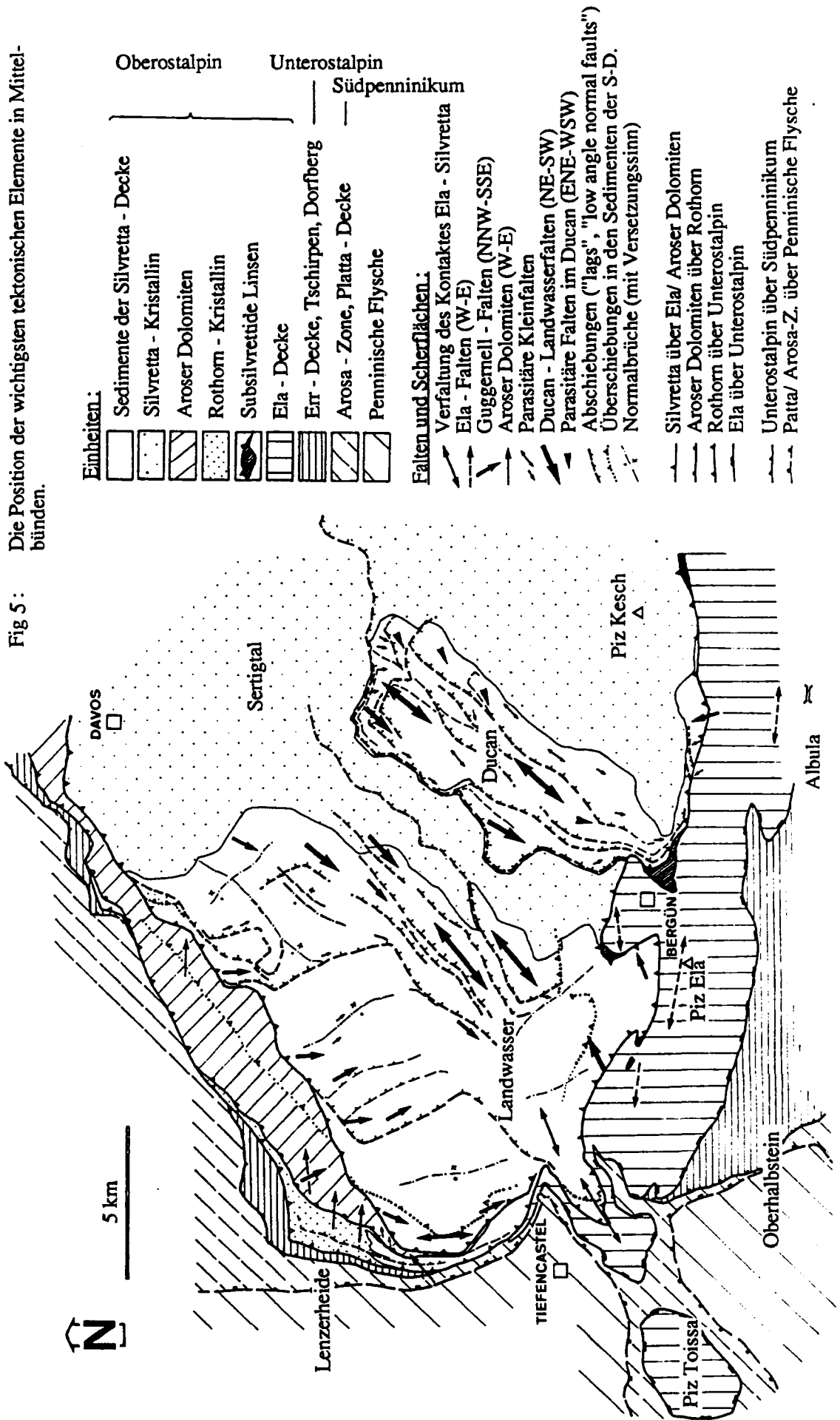
non-depositional gap
(possible)



erosional gap
(possible)

(Aus FURRER (Ed.) 1985, Fig.4)

Fig 5: Die Position der wichtigsten tektonischen Elemente in Mittelbünden.



TEKTONIK

1.1. Einleitung:

Stratigraphie und Tektonik gehen in Mittelbünden Hand in Hand. Dies zeigen schon die Arbeiten von EUGSTER (1919/1923) und LEUPOLD (1920/1922). Die tektonische Situation erschwert vielerorts massgebend die stratigraphische Arbeit an Profilen. Andererseits ist ohne Detailstratigraphie keine befriedigende tektonische Interpretation möglich. Die tektonische Auffassung von LEUPOLD (1920) BRAUCHLI (1921), MARTIN (1976) und GÜBELI (1976) kann nach Untersuchung der stratigraphischen Abfolge teilweise korrigiert werden.

Rekurrenzen von verschiedenen Lithologien liessen die Bearbeiter oft mehrfache Verschuppungen und weit ausgedehnte flache Gleitbretter sehen. Die lithologische Ähnlichkeit von tektonisch beanspruchtem Brachiopodenkalk mit der unteren S-charl-Fm. führte zum Beispiel zu Verwechslungen.

LEUPOLD (1920) beschrieb in seiner Dissertation mit vielen Details und präzisen Beobachtungen die Strukturen im Landwassertal. Seine Querprofile wurden leicht korrigiert in dieser Arbeit übernommen. Die vielen Verstellungen und Scherflächen, welche die Verwendung von Ausdrücken wie "Landwasser-Schuppen" oder "Landwasser-Schuppenzone" rechtfertigen, müssen in ihrer Bedeutung etwas relativiert werden. Für einige dieser "Schuppen" wäre die Bezeichnung "Scholle" wohl eher am Platz. Andere Schuppen dürften sich mit Kenntnis der Detailstratigraphie künftig ganz auflösen.

1.2. Regionale Beschreibung:

Folgt man von NE her kommend dem Nordrand der Silvretta-Decke, so überlagern am Schwarzhorn (westlich Davos) permische Sedimente (evtl. Karbon) das verwitterte Kristallin. Entlang dem Deckenkontakt wird die Abfolge Gneis, Amphibolit und 'Perm' durch eine Verschuppung repetiert. Am Nordfuss der Amselflue trennt eine weitere kleine Verschuppung lokal die karbonatischen Sedimente von den Sandsteinen und Konglomeraten, wodurch der untere Brachiopodenkalk verdoppelt wird (Fig. 9). Die liegenden Sedimente der Ruina-, Chazforà- und Fuorn-Fm. werden Sandhubel-Platte genannt, die hangenden Karbonate gehören zur Amselflue-Platte.

Die Sedimente stechen hier mit ca. 40°-45° gegen E aus. Die Überschiebungsfläche der Silvretta s.s. geht an dieser Stelle aus dem Kristallin in die Sedimentbasis über, welcher sie über 12 km nach SW folgt. Der Winkel zwischen Überschiebung und Kristallinoberfläche beträgt 40-45°.

Auf der Sandhubel-Platte liegen mit SE fallenden Achsen und Schichten in meist stratigraphischem Kontakt die Karbonatplatten der Amselflue, des Strehl und des Valbellahorns im Osten der Lenzerhornkette, die Guggernell-Tiaun-Platte sowie die Mulain-Linard-Platte im Westen der Landwasserkette. Im Lenzerhorngipfel liegt die Verkehrtserie einer grossen, westvergente Falte. Diese wird als Deckenstirn der zusammenhängenden Silvretta-Sedimente angesehen.

Unter der Silvretta-Decke (Sandhubel-Platte) liegen die Arosener Dolomiten. Diese gliedern sich von unten nach oben in die Falten- und Schuppeneinheit von Ramoz bis Propissi, die Erzhorn-Platte und die Schiesshorn-Platte. Die ersten beiden ruhen auf dem Rothorn-Kristallin, welches in sich mehrere Schuppen bildet und im W eine normalstratigraphische Sedimentabfolge trägt. Gegen E wird die Rothornschuppe abgelöst durch eine dachziegelförmig gegen SW fallende Schuppenserie von Kristallin und Sedimenten: dem Mederger Flue-Schafalägerzug, welcher über STRECKEISENs (1928) "Grünturmserie" vom Davoser "Dorfbergkristallin" getrennt wird. Die gegenseitige

Begrenzung wie auch die Stellung (ev. Unterostalpin ?) dieser Schuppen wird von W gegen E heikler und umstrittener.

Folgen wir der Basis der Sandhubel-Platte, so geraten wir in die morphologisch markante Kerbe zwischen Aroser Dolomiten und Silvretta-Decke, um schliesslich westlich der Chapella Cotschna aus dem permischen Kern einer Antiklinale an der Überschiebung sukzessive jüngerer Sedimente in verkehrter stratigraphischer Abfolge zu begegnen. Hier stirbt die Landwassertrias gegen W. Diese Antiklinale wird als Begrenzung der Silvretta-Decke betrachtet. Im Rücken dieser Stirn legen sich die karbonatischen Sedimente über der Silvretta-Basis in grosse Synklinale und undeutlichere Antiklinalen (FA = 120/25) über Piz Musch, Guggernell, Sandhubel und Lenzerhorn hinweg bis zur Amselflue. Die Überschiebungsfläche scheint von dieser "Verfaltung" nicht betroffen zu werden. Einzelne Schichtpakete sind ausgedünnt oder fehlen. (Fig. 34).

Das gleiche Phänomen treffen wir deutlicher an der Ducan-Basis-Scherfläche, sowie in den Normalschenkeln der Muchettafalten an (Fig. 28). Selbst die Wiesener-Scherfläche schafft westlich unter dem Dorf eine tektonische Schichtlücke zwischen Brachiopodenkalk und Alteindolomit. (Fig. 16)

Am Westrand lassen sich südlich des Landwassertales zwei Sedimentschuppen der Silvretta-Decke unterscheiden: die Urmina-Schuppe inkl. LEUPOLDS "Schuppe von Pnez" und die Chavagl-Schuppe. Das tiefer gelegene Landwassertal bis an die Terrassenschulter der Sonnendörfer Wiesen, Schmitten und Alvaneu sowie die unteren Aufschlüsse am linken Talhang des Albulatales unter Filisur zählen wir zur Landwasserzone.

Im SE geht die Landwasserzone in die Muchettafalten über. Die stratigraphische Unterlage derselben bildet das Kristallin zwischen Cuolm da Latsch und Monstein, welches über das Rynerhorn mit dem Silvretta-Kristallin verbunden ist. Es trennt die Sedimente des Landwassertals von derjenigen der Ducankette, welche in einer asymmetrischen Synklinale liegen.

In der Val Tisch liegt die Fortsetzung der Ducan-Synklinale in Form eines reduzierten Verkehrtchenkels.

Die Sedimentlinsen, welche die Silvretta-Decke von der Ela-Decke trennen, werden weiterhin Subsylvrettide Linsen genannt. Zu den Subsylvrettiden Linsen gehören demnach auch Teile von ZYNDELS (1910) "Suraver Zwischendecke".

Zur Silvretta-Decke s.s. zählen wir alles, was tektonisch über der Ela-Decke und den Aroser Dolomiten liegt. Die Aroser Dolomiten und das Rothorn-Kristallin mit seiner Sedimentabfolge zählen wir zur Silvretta-Decke im weitesten Sinne.

1.2.1. Die Tektonik des Ducan

Die Ducan-Synklinale enthält ein fast vollständiges Triasprofil in stratigraphischem Kontakt zum Silvretta Kristallin. Die Achsenebene der Synklinale streicht SW-NE und fällt flach nach SE ein. So sind in der eigentlichen Ducankette mitteltriadische Karbonate steil und z.T. verkehrt gelagert (Gipfel des Hochducan). Davon getrennt, durch Talbildungen in den Raibler Schichten (Ducantal, Stulsertal), liegen im NW hauptsächlich obertriadische Sedimente. Der Normalschenkel der Synklinale ist durch eine Abscherung (Ducan-Basis-Scherfläche) am Kontakt zum Kristallin stark reduziert.

Der Ostrand

Der LEUPOLD'schen Vorstellung einer grossen Aufwölbung, welche die Ducan-Synklinale im E begrenzt, ist entgegenzuhalten, dass an der Ducan-Scherfläche das Kristallin wesentlich versetzt wird. So finden wir auch keine Aufschlüsse von Chazforà-Fm. am östlichen Talhang des Chüealptales, welche nach der Kartierung von EUGSTER (1923) vorhanden sein müssten.

Statt dessen enthalten die gut ausgebildeten Seitenmoränen des Daun-Stadiums lokal viel

Fig. 6 : Die Ducansynklinale (Silvrettatrias, Blickrichtung SW)



Schutt vom Chazforà-Typus, der aus der Fortsetzung der Schichten an Punkt 2814, östlich der Bergüner-Furka, über den Amphibolit des Augstenbergs hinaus ohne weiteres als Felssturz auf den Gletscher fahren konnte. (MAISCH, 1981)

Die östliche Fortsetzung der Synklinale ist nicht im Kristallin der Gefrorenhorn-Bocktenhornkette zu suchen. Fig.7 zeigt die Rotation von linearen Strukturelementen (Lineation, Schieferungs- Schichtungs- Intersektion, Faltenachsen) im Bezug zur Distanz von der Ducan-Basis-Scherfläche. Auffällig ist die Rotation aus der generellen WSW-ENE-Richtung in eine N-S-Richtung nahe der Scherfläche. Die Verstellung an der Scherfläche erhält somit zu der bereits aus diversen Profilen (Fig. 6) ersichtlichen Abschiebungs-Komponente ("lag") eine sinistrale, welche das Kristallin von Monstein bezüglich der Ducan-Sedimente gegen W versetzt.

Im hinteren Sertigtal wurde entlang der Ducan-Basis-Scherfläche ein Teil der Synklinale (welcher am Mittaghorn, an der Schrätta und am Alplihorn die gesamte Stratigraphie umfasst) um wenige 100 m nach NW verschleppt (Karte Fig. 3).

Südlich des Punktes 2789 (Bergünerfurgga) sind die Verwitterungszone des Kristallins und die ersten 20 m der detritischen Basisschichten infolge einer vertikalen Verstellung am Grat verdoppelt. Der Ostteil wird dabei nach unten gesetzt. Brüche in dieser Lage heben im Kristallin zwischen Sertigpass und den Rawais-ch-Seen die westlichen Teile, so dass eine ganze Staffel von Nackentälchen entsteht.

Die Fortsetzung in die Synklinale des Ducan hinein ist in Bezug auf die Versetzungsrichtung nicht so klar. Einerseits werden die Faltenachsen im E nach unten versetzt, andererseits steigen die Achsen selber an. Systeme von Fiederspalteln geben in den Gracilis-Schichten und den Brachiopodenkalken im Südhang der Plattenfluh eine Hebung der östlichen Partien an.

Parasitäralfalten

Östlich des Gletscherducans streichen die parasitären Synklinale und Antiklinalen, welche ganz unterschiedlich mächtige Ausschnitte aus der Schichtabfolge erfassen, meist schief zur Achse der Ducan-Synklinale.

Sie schliessen mit dieser Winkel bis zu 20° ein und verlaufen mehr in E-W-Richtung. Im steil bis verkehrt liegenden Schenkel entsteht so der Eindruck, die Ducan-Synklinale als ganzes hebe sich im E an. (Fig. 5)

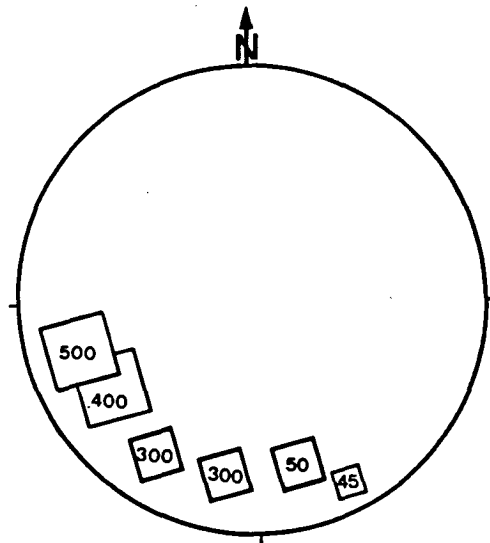


Fig. 7 Darstellung linearer Strukturelemente (Faltenachsen, Untersektion Schieferung-Schichtung) in der unteren Halbkugel. Die Zahlen geben in Metern die Distanz der Messpunkte von der Ducan-Basis-Scherfläche an. Daraus wird die Rotation aus dem Ducan-Streichen (WSW-ENE) in N-S-Richtung nahe der Scherfläche ersichtlich. (vgl. Kap. Basis-Scherfläche in Ducan Tektonik)

Die Strehl-Synklinale

Interessante Verhältnisse treffen wir in der Synklinale am Strehl an (Punkt 2844). Fig. 9 zeigt die gut gebankte Kössen-Fm. (Alplihorn-Mb.), die in z.T. spitzen Falten liegt. Der Hauptdolomit im Gipfel des Strehls besteht praktisch nur aus einer Brekzie und fehlt an einer Stelle südöstlich des Gipfels ganz. Die Raibler-Schichten der Fanez-Fm. (FRANK 1986) umhüllen die jüngeren Elemente. Sie sind von den tieferen Raibler-Schichten tektonisch getrennt und bilden eine spitze Synklinale, welche im SE schliesst.

Der Normalschenkel ist an der Basis der Kössener-Schichten diskordant verschert und die unterliegenden Schichten sind in Blöcke von Raibler-Fm. und Hauptdolomit aufgelöst. Diese Schollen sind alle rotiert und verstellt. Die Schichtflächen liegen aber mit jenen in der Kössener-Synklinale auffallend parallel (Fig. 8). Die synklinale Verfaltung und die Bewegungen an der Strehl-Scherfläche scheinen gleichzeitig stattgefunden zu haben.

Im Gipfel des Alplihorns sind die fein gebankten Folgen über den Zirnenkopf-Kalken des Schesaplana-Mb. (FURRER 1981) in disharmonische Falten gelegt. Einzelne Bänke sind kofferförmig spröd deformiert und legen sich in z.T. konische Parasitärfaalten.

Gegen N werden unter dem Mitteltäligrat die Falten der Korallenbänke der Kössener-Schichten diskordant durch die Ducan-Basis-Scherfläche abgeschnitten. (Fig. 11.).

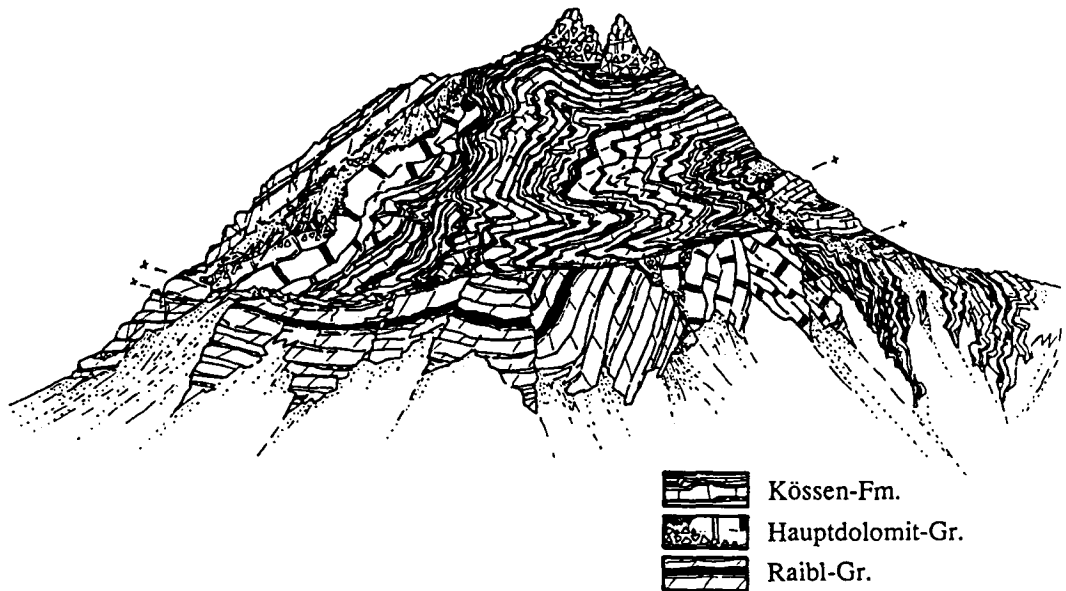


Fig. 8. Der Strehlgipfel in der östlichen Ducankette zeigt die synklinale Verfaltung der Kössen-Fm. mit einem Abschiebungsbruch (lag) im Normalschenkel. Auffällig ist die geringe Mächtigkeit des Hauptdolomites (Blickrichtung 220°).

Der Normalschenkel

Der Normalschenkel der Ducan-Synklinale baut sich aus linsenförmigen Elementen auf, welche im E bald Fuorn, bald Brachiopodenkalk oder nur die Vallatscha-Dolomite umfassen. (Fig.32: Profil 26 und 28) gibt die reduzierte Mächtigkeit wieder.

In der westlichen Fortsetzung drehen im Niveau der Kössen-Fm. am Chrachenhorn gegen W die Faltenachsen aus der NW-SE Richtung in ein zunehmend E-W verlaufendes Streichen um (Punkt 2517 nördlich Färriich im Usser Chrachen).

Die Dolomitreste, welche in schlechten Aufschlüssen an der Scherfläche gefunden werden, können nicht von einer gewöhnlichen Hauptdolomit unterschieden werden. Eine Ausnahme bilden die feingebankten Dolomite zwischen der Striela-Synklinale und dem Cuolm da Latsch, deren Zuordnung fraglich bleibt. (EUGSTERs (1923)"gequirlten Spindeln" der Tuorslinse)

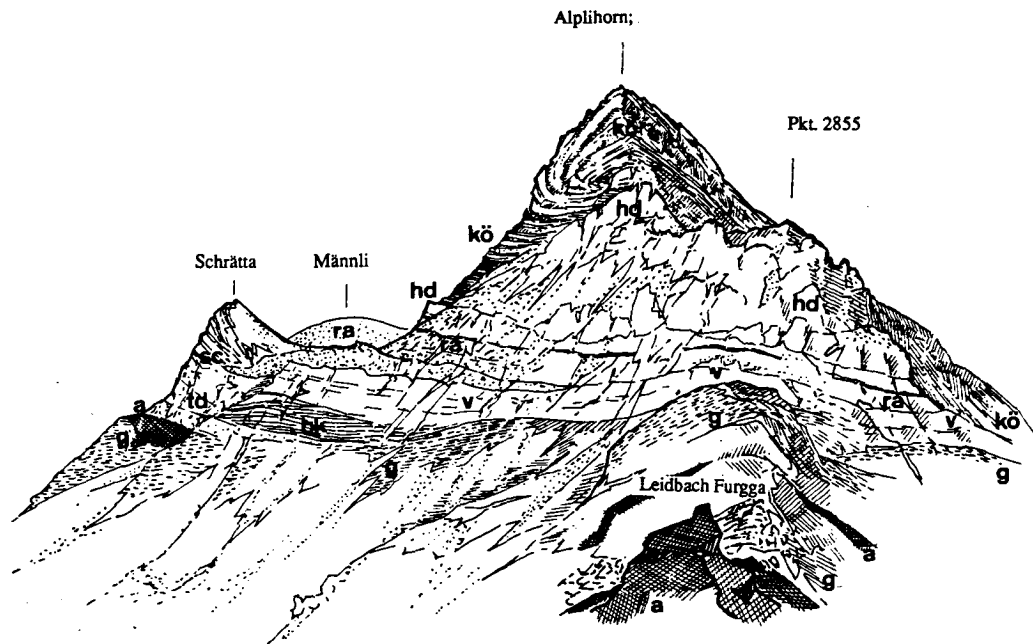


Fig. 9 . Alpihorn und Schrätta, Blick in den Normalschenkel der Ducan-Synklinale. (Blickrichtung 170°)

kö	Kössen-Fm.	td	Trochitendolomit Ducan-Fm.
hd	Hauptdolomit-Gruppe	bk	Brachiopodenkalk Ducan-Fm.
ra	Raibl-Gruppe	g	Biotit-Plagioklas-Gneise
v	Vallatscha-Fm.	a	Amphibolit
sc	S-charl-Fm.		

Die Ducan-Basis-Scherfläche

Die Ducan-Basis-Scherfläche, welche die Sedimente im NW gegen das Kristallin begrenzt, ist ein Extensionsbruch der mit 150/20 fällt. Von E nach W stossen zunehmend jüngere Schichtglieder an die Basis-Scherfläche.

Die östliche Fortsetzung der Ducan-Basis-Scherfläche wirft verschiedene Fragen auf:

- a) Die Anlage des Sertigtales, quer zu den internen Strukturen mit Amphibolit in Nachbarschaft von Psammitgneisen, folgt einer alten Störung (STRECKEISEN 1928, BEARTH (Schlingentektonik), GRAUERT 1974, FLISCH 1981 und KRÄHENBÜHL 1984, HEIM 1932).
- b) Das Kristallin in der Gfrenhornkette ist durch mehrere Zonen von mylonitisierten, biotitreichen Gneisen durchsetzt. Eine dieser Zonen fällt mit ihrer Fallrichtung (140/15) auffallend in die Fortsetzung der Ducan-Basis-Scherfläche (Pkt.: 177'120/ 786'800/2640). Sie lässt sich über das Dischmatal um den Nordfuss des Flüela Schwarzorns bis über den Flüelapass nach ESE verfolgen.¹⁾
- c) Es kann ausgeschlossen werden, dass die Ducan-Basis-Scherfläche mit den Sedimenten verfaltet wurde und dass die Ducan-Trias als allochtone Serie von den Gneisen der Silvretta-Decke getrennt vorliegt (EUGSTER 1923).

Das Chrachenhorn-Profil

Im Chrachenhorn ist die Abfolge von der Mingèr-Fm. bis ins Alplihorn-Mb. der Kössen-Fm. repetiert (Profil 14). Ein Stockwerkbau (wie etwa in der S-charl-Decke im Unterengadin) kommt nicht in Frage, da die Kössener-Schichten NW Punkt 2866 mit flacher Lage (165/20) durch eine steile Scherfläche gegen SE abgeschnitten werden und nicht als Doppelpaket in die Synform zu verfolgen sind.

Nach Profil 14 handelt es sich um eine frühe Abschiebung, welche durch jüngere Bruchflächen gestaffelt durchschlagen und stufenförmig versteilt wurde.

Südlich daran angrenzend führt ein Grat zum Gipfel des Gletscherducan (Fig. 32, / 21). Auch hier sind mehrere steilgestellte Abschiebungen versteckt. Ein besonders markantes Niveau mit Silexknollen im Alteindolomit ist ebenso wie die Prosanto-Schichten verdoppelt.

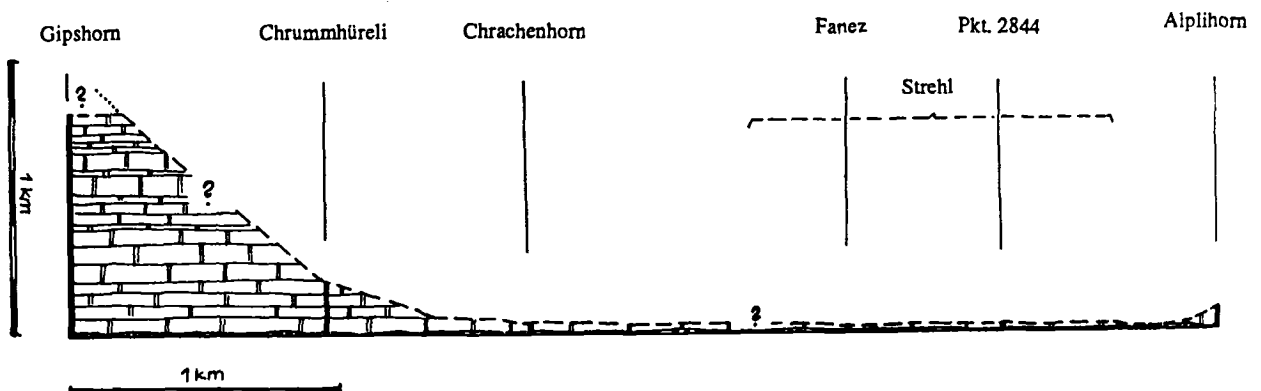
Die Hauptdolomit-Mächtigkeit

Die Fanez-Fm. (FRANK, 1986; EUGSTER's Raibler-Sand und "Obercarnische Dolomite" 1923) zieht ohne Verstellung vom mittleren Stulsertal bis in den Strehlgipfel. Zwischen diesem gut verfolgbaren Horizont und der Ducan-Basis-Scherfläche liegen stark unterschiedliche Mächtigkeiten von Hauptdolomit und Kössener Schichten.

Östlich der Inneralp ob Monstein stossen mächtig ausgebildete Kössener Schichten (max. 280m) an die Ducan-Basis-Scherfläche, lokal durch Hauptdolomit und Raibler-Schuppen von ihr getrennt.

¹⁾ Einer Notiz aus dem Nachlass Eugsters entnehmen wir die Vermutung, die Ducan-Scherfläche finde ihre Fortsetzung im Engadinerfenster und der Dolomit von Pra Puter stehe mit der Ducankette in Verbindung.

Fig. 10. Die Mächtigkeit des Hauptdolomit zwischen Gipshorn und Alplihorn (Ducan).



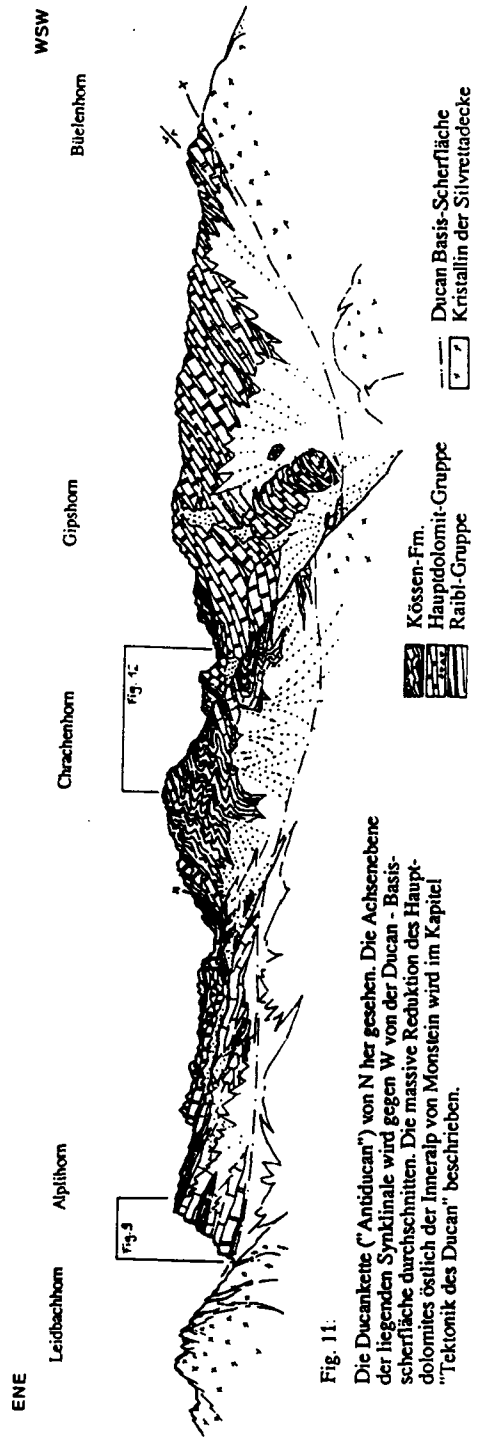


Fig. 11:
 Die Ducancette ("Antiducan") von N her gesehen. Die Achsenebene der liegenden Synklinale wird gegen W von der Ducan - Basis-scherfläche durchschnitten. Die massive Reduktion des Hauptdolomites östlich der Inneralp von Monstein wird im Kapitel "Tektonik des Ducan" beschrieben.

Der unterliegende Hauptdolomit im Strehlgrat und in den beiden "Schuppen" des Chrachenhorn ist stark reduziert (15-20 m) und brekziiert. Diese Brekzie enthält an der Basis rote Tone. Lokal sind auch Raibler-Dolomite einbezogen. In der Fanez-Fm. sind hier keine Gipslager aufgeschlossen.

Westlich der Inneralp ob Monstein wird ein mächtiges Hauptdolomitprofil (max. 820 m, Fig. 14) an der Ducan-Basis-Scherfläche abgeschnitten. Es sind keine Kössener Schichten mehr erhalten. An der Basis ist der Hauptdolomit hier ebenfalls brekziiert. Diese Brekzie enthält weniger graue, dolomitische Matrix als ihr Äquivalent im E und kann unterschiedliche Mächtigkeiten aufweisen (2-15 m). In den unterliegenden Bänken der oberen Raibler Schichten (Fanez-Fm.) sind stratiform mächtige Linsen eingeschaltet.

Das Chrummhüreli nimmt mit 200 m Hauptdolomit eine Zwischenstellung ein (Fig. 10).

Der Kontakt zu den mergelreichen Kössener Schichten scheint primär stratigraphisch zu sein. In Taschen der buckligen, gewellten Schichtoberfläche sind in Tonen Pseudomorphosen nach Sulfat erhalten. Die obersten Hauptdolomitbänke sind leicht gelblich verfärbt und enthalten vermehrt tonige Häute.

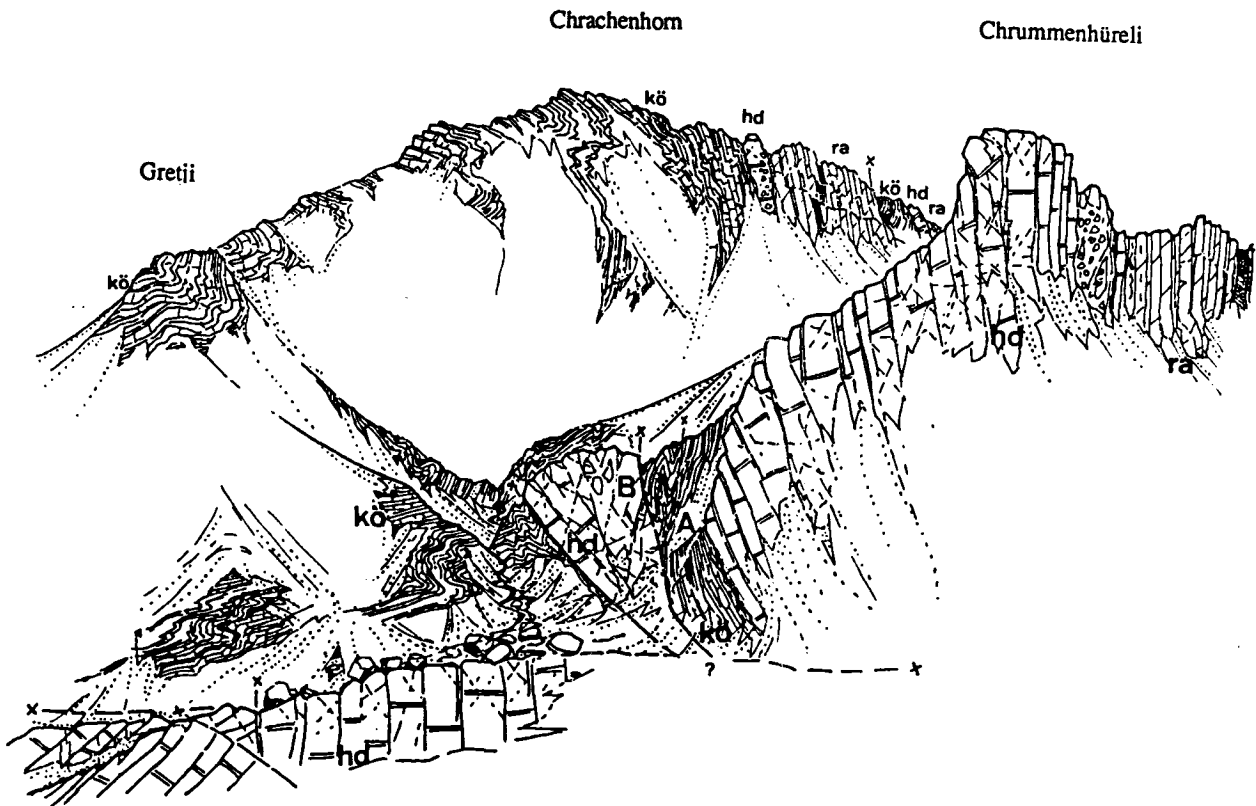


Fig. 12. Chrummhüreli und Chrachenhorn (Blickrichtung 60°). Der südliche Kössener-Keil (A) spitzt gegen W rasch aus, der nördliche Hauptdolomit (B) gegen E. Die Kontakte beiderseits des nördlichen Hauptdolomitkeils sind tektonisiert, lassen sich aber nicht mit Sicherheit bis in das Profil am N-Fuss des Gipshornes westwärts verfolgen.

- kö Kössen-Fm.
- hd Hauptdolomit
- e vererzte Brekzie an der Basis des hd
- fa Fanez-Fm.

Deutungsversuche:

- 1) Die stratigraphischen Kontakte des reduzierten Hauptdolomites nach oben (Tonwechsellage, Verfärbung) und nach unten (Raibler-Tone, Kollapsbrekzie) implizieren einen synsedimentären Bruch. Dem steht entgegen, dass die obersten Raibler Schichten unter der Zone starker Mächtigkeitswechsel ungestört durchziehen,
- 2) Wäre ein solcher später Trias- bis früher Jura-Bruch stark listrisch gegen SE fallend, so könnte er in der "Hauptdolomit-Basisbrekzie" (Valbella-Brekzie FRANK 1986, Obere "Raibler-Brekzie" DÖSSEGER & MÜLLER 1976) schichtparallel liegen. Bewegungen hätten auch in den Gipsen stattgefunden und diese zum Verschwinden gebracht. Dem widerspricht die konstante Ausbildung der "Hauptdolomit-Basisbrekzie", welche zwischen Gipshorn und Strehl in etwa gleiche Komponentenspektren, gleiche Matrix und ähnliches Fitting aufweist. Ebenso ist die konkordante Schichtlage in der Kössen-Fm. zum unterliegenden Hauptdolomit und der Fanez-Fm. bei einer stark listrischen Bruchfläche schwer zu erklären.
- 3) Würde der Hauptdolomit erst alpin (obere Kreide) zerschert und reduziert, so müssten tektonische Gleithorizonte mindestens im "reduzierten Profil" erkennbar sein. Die vermutlich stratigraphische Begrenzung des Hauptdolomites (vgl.1)) unterscheidet sich deutlich von alpin aktiven Abschiebungshorizonten(z. B. Wiesen, Muchetta, Ducan-Basis-Scherfläche).

Interpretation:

Am ehesten kann die Reduktion des Hauptdolomites im Ducan auf einen stark listrischen Bruch (späte Trias bis Jura) zurückgeführt werden. Die Mingèr-Brekzie (FRANK 1986) erhält dabei eine wesentliche Bedeutung als Abscherhorizont. Die Lage der Bruchfläche ist durch die Schichtlage der unteren Kössen-Fm. und die Mächtigkeitsänderung des Hauptdolomites (Chrachenhorn bis 820 m, Äplihorn 40-50 m, Strehl 0-15 m) gegeben. Die Kette Chrachenhorn-Strehl liegt in etwa parallel zum Streichen der listrischen Bruchfläche.

Piz Prosonch, Val Striela

(EUGSTER 1923, p. 94)

"Wir sahen, dass der SE-Schenkel der Ducanmulde auf seiner ganzen Erstreckung zwischen Mittaghorn im NE, und Piz Valmala, im SW, mit auffallender Regelmässigkeit im Mittel N 40°E streicht. Im SW wird er zum Teil von der Ducan--Scherfläche abgeschnitten, zum andern Teil quert er das untere Tuorstal, so dass seine Fortsetzung gegen das Val Tisch hinüberstreicht. Das Umschwenken geht jedoch nicht so glatt vonstatten, das zeigen uns die Verhältnisse südwestlich des Piz Val Mela. Zwischen diesem Gipfel und dem Piz Prosonch sind die ladinischen Anteile des SE-Schenkels durch mehrere Querbrüche durchschnitten und in einzelne Blöcke aufgelöst. Dabei schwenken die Schichten innerhalb der Blöcke im allgemeinen aus der NE-SW-Richtung in N-S-Streichen um.

Die Zertrümmerung des SE-Schenkels geht aber noch weiter. Selbst ganze tektonische Einheiten wurden aus ihrem Zusammenhang gelöst und aus der ursprünglichen NE-streichenden Stellung in N-S-Richtung umgedreht. So die Strielamulde, ferner jene aus einzelnen Schichtpaketen gebildete tektonische Brekzie grossen Stils auf dem SW-Grate des Piz Prosonch sowie die am SW-Abhang der Monsteinerkette auftretende Faltenbiegung im Sandstein der obercarnischen Dolomite, die deutlich nach N 30°W abgedreht wurde. Die tektonischen Kräfte, welche dieses Umdrehen am SW-Ende der Ducanmulde erzeugten, haben somit selbst in der Monsteinerkette ihre Spuren hinterlassen.

Diese Erscheinungen deuten darauf hin, dass die im allgemeinen NE-streichende Ducanmulde an ihrem SW-Ende durch Brüche in Blöcke zerlegt und durch einen aus SSW wirkenden Stoss zusammengestaucht wurde, wobei ihr ursprüngliches NE-Streichen in N-S-Streichen, ja sogar bis zu N 30°W, umgedreht wurde."

Hier kann nur beigefügt werden, dass die von EUGSTER (1923) gemachten Beobachtungen in allen Punkten durch eigene Feldaufnahmen bestätigt werden können und lediglich in Details abweichen. So kann in der Kartierung das Auftreten von Prosanto-Schichten südlich

Igls Lajets (167'750/779'550/1650) nachgetragen werden.

Zwischen Pro d'men und der Val Striela liegt eine westvergente Hauptdolomitsynklinale auf einem tektonischen Mélange, welches man eher als Hauptdolomitschollen in stark tektonisierter Rauhwanke interpretieren kann, denn als liegenden Normalschenkel mit "Ladindolomiten" (Vallatscha-Fazies).

Fig. 13 Die Beziehung zwischen der Überschiebungsfläche der Silvretta-Decke auf die Ela-Decke und der Ducan-Scherfläche. Die Zahlen geben die Koten der Flächen in Hunderten von Metern an, die Pfeile die Relativ-Bewegungen.

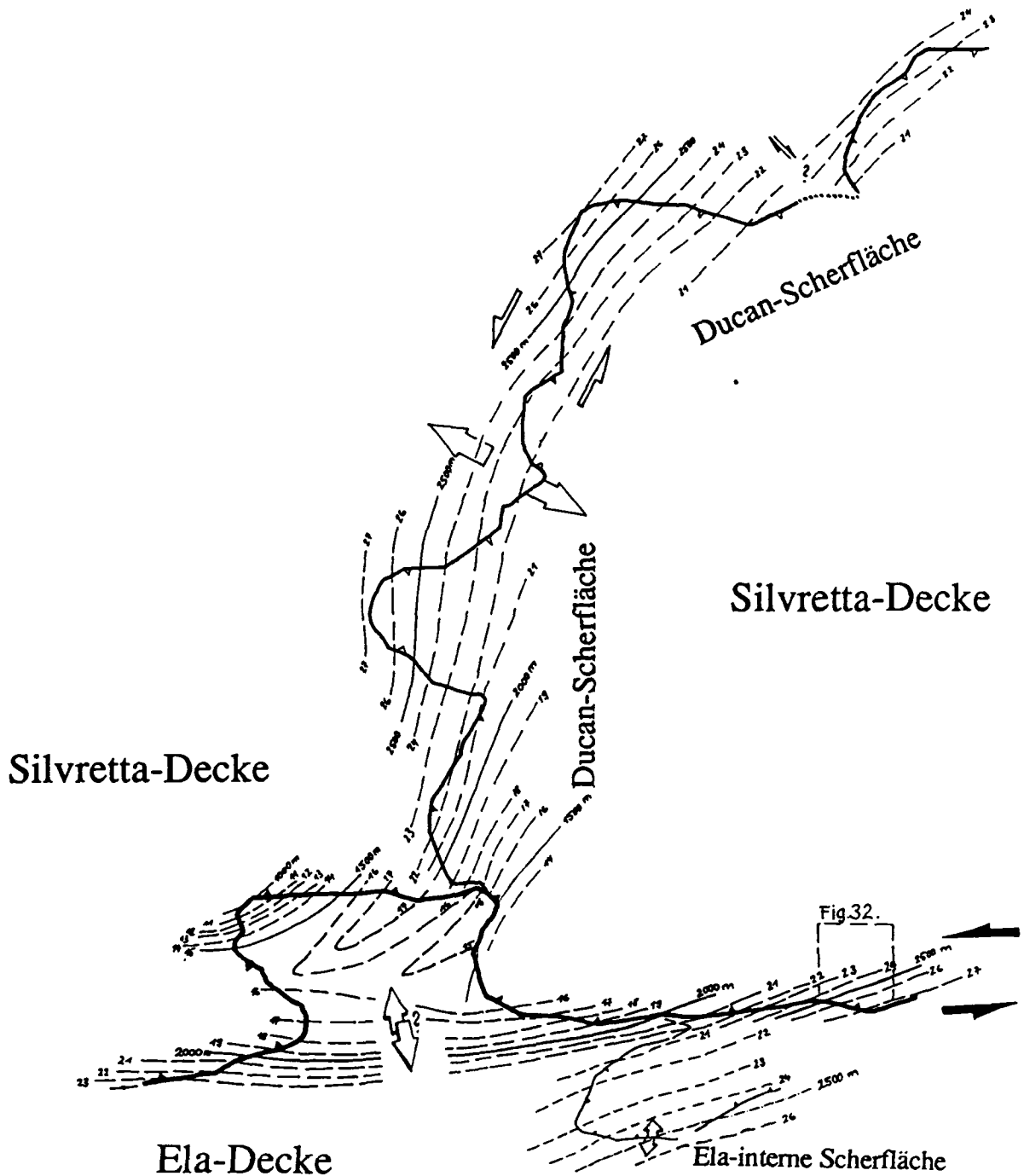
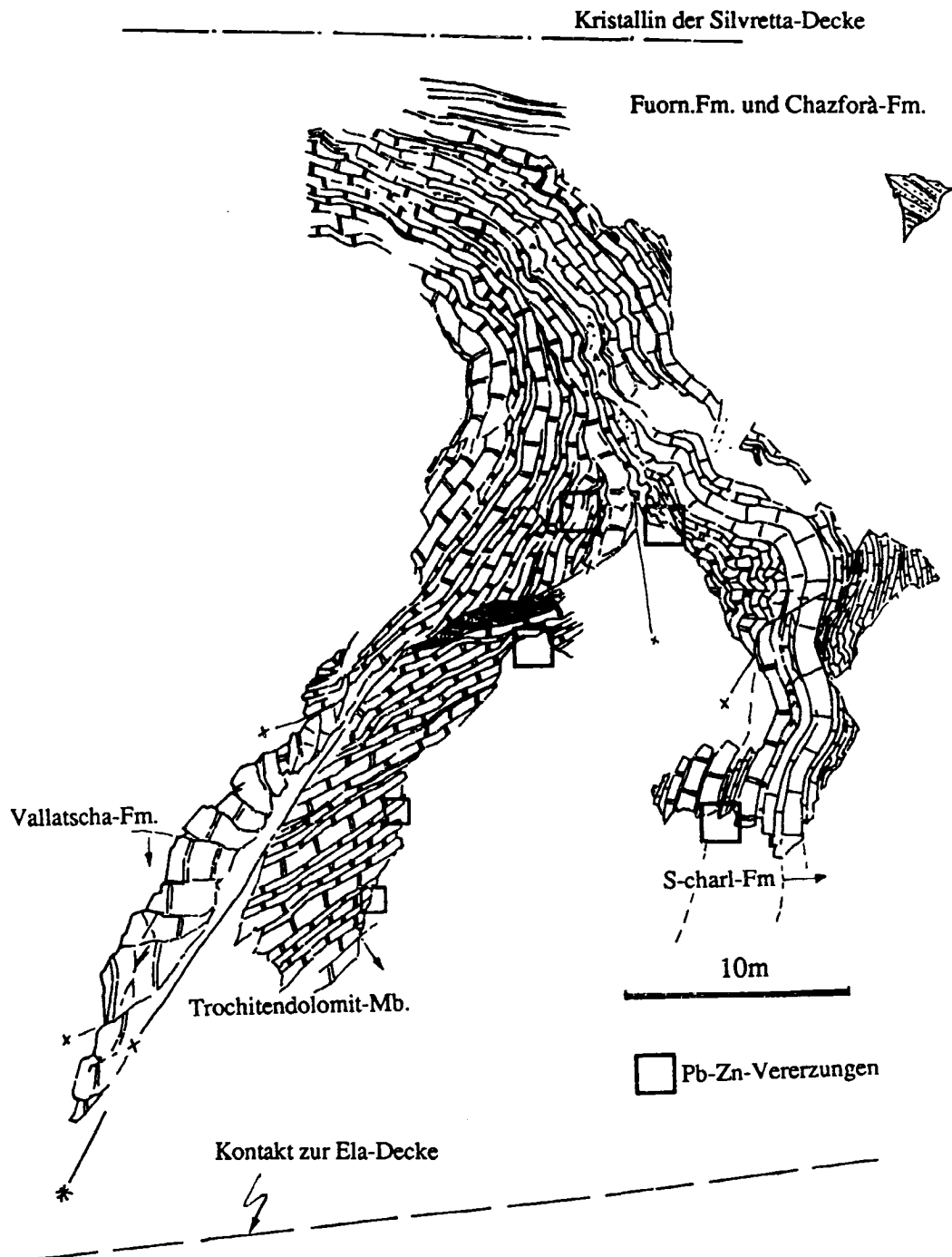


Fig. 14 Val Tisch: Detail aus der komplex deformierten Fortsetzung der Ducansynklinale.
Blickrichtung NE (781°700/165°050/2460)



1.2.2. Sagliaz und Val Tisch:

Die Beschreibung der näheren regionalen Verhältnisse findet sich in EUGSTER (1923, p. 73.). Es ist nicht auszuschliessen, dass der Dolomit von Sagliaz Schichtglieder der mittleren Trias umfasst.

Entlang dem Waldsträsschen bei (165'650/777'450/1460) sind in plattigen Dolomiten braunschwarze Tonschieferlagen von bis zu 4 cm Mächtigkeit zu finden. Im Hauptdolomit der Silvretta-Decke (Alp Nova, Gipshorn) treten solche tonigen Einschaltungen nirgends auf. Im Hauptdolomit am Piz Toissa (Ela-Decke) hingegen kommen tonige Lage vor, sind aber meist braun bis rot gefärbt und geringmächtiger. Entlang der Fahrstrasse nach Sagliaz treten Wechsellagen von feinkörnigen, dunkeln Dolomiten mit gradierten Grainstones mit Weichkonglomeraten auf. Solche Dolomite können allenfalls mit dem unteren Hauptdolomit am Büelenhorn verglichen werden, sind aber wesentlich häufiger in der Vallatscha-Fm. (Landwasser- Dolomite) vertreten.

Die Stellung des Dolomit von Sagliaz:

Der Dolomit von Sagliaz liegt unmittelbar südlich der Vereinigung der Ducan-Basis-Scherfläche mit der Grenze zwischen Silvretta- und Ela-Decke.

Es kann nicht eindeutig nachgewiesen werden, ob der Dolomit von Sagliaz in die unmittelbare Nähe der Striela-Synklinale zu stellen ist und allenfalls als östliche Fortsetzung der Ulixer-Rauhwaacke in der frühen Ducan-Synklinale zu beheimaten wäre. Wenn wir den Sagliazer-Dolomit als zum Ducan gehörig betrachten, gehen wir dabei von dem syn- bis post-Ela-Verfaltung aktiven Extensionsbruch an der Ducan-Basis aus, welcher die Deckengrenze verstellt. Dies widerspricht der gängigen Vorstellung, es handle sich bei Sagliaz um eine subsilvrettide Triaslinse. Eugster gibt gleichzeitig beide Möglichkeiten, indem er in seiner Darstellung (EUGSTER 1923 Tafel III, Profil 32) die Basis der Gneise ob Latsch mit dem oberen und unteren tektonisierten Rauhwaackenkontakt des Sagliazer-Dolomits verbindet.

2.2.3. Die Muchetta

Pnez

Am rechten Talhang der Albula wiederholt sich unterhalb Bellaluna der Schichtstoss von Fuorn bis Trochitendolomit. Die direkte Sedimentauflage auf dem Rhyodazit von Bellaluna samt unterliegendem Latscher-Kristallin wird von EUGSTER (1923) und Leupold (1920/1922) als "Pnezschuppe" bezeichnet.

Die Schichten in der Schuppe fallen steil nach NW, die Scherfläche, welche durch das direkt nördlich Pnez liegende Tobel nach W führt, fällt steil nach N ein.

Im Stollenprofil Ardüs-Filisur sind die Tuorssande in der Chazforà-Fm. an einer Scherfläche verdoppelt. Tufflagen, wie sie an der Basis der Ducan-Trias südlich der Val Tuors auftreten, kommen im Stollen bei Pnez wechsellagernd mit massiven Rhyodaciten vor (WINTERHALDER 1964).

In der starken Mächtigkeitszunahme der Bellaluna Dazite über kurze Strecke ist wahrscheinlich ein permischer Grabenbruch versteckt (OUWEHAND 1982).

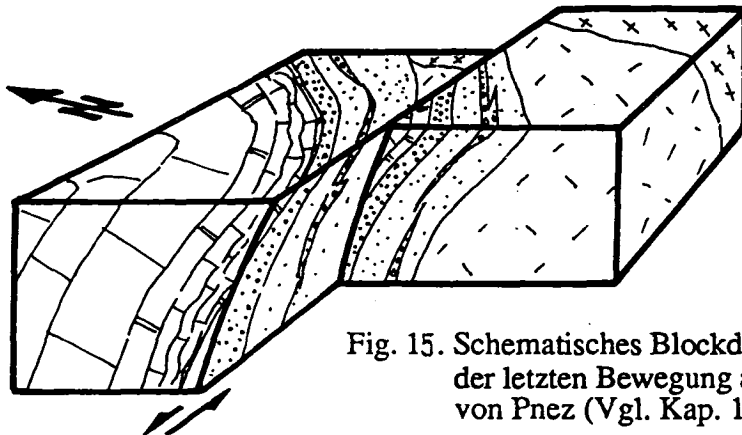


Fig. 15. Schematisches Blockdiagramm zur Erklärung der letzten Bewegung an der Scherfläche von Pnez (Vgl. Kap. 1.5.1)

Die schlechten Aufschlussverhältnisse lassen keine Beobachtungen direkt an der Scherfläche von Pnez zu. Zieht man das Fehlen von Karbonatgestein in der Pnez-Schuppe im Profil des Wasserstollens in Betracht, so bleiben zwei Hypothesen für die Verschiebungsrichtungen an der Pnezer -Scherfläche.

1. Die Pnez--Scherfläche als kleine sinistrale Blattverschiebung würde die Muchetta gegenüber Bellaluna um ca. 1 km nach W versetzen.
2. Die Pnez--Scherfläche als steilstehende Normalverwerfung. Die Muchetta-Falten würden dabei bezüglich Bellaluna um mindestens 800 m vertikal nach unten versetzt.

Eine Kombination der obigen Bewegungen scheint am wahrscheinlichsten zu sein (Fig. 15) Jedenfalls kann die von Leupold postulierte alte Überschiebung im Regime des SW-Schubes nicht zutreffen. Das Umbiegen der Pnez-Fläche gegen N in nahezu horizontale Lage wurde auch nirgends beobachtet.

Hingegen schneidet eine sich mit der Störung von Pnez zusammenhängende Scherfläche flacher durch die S-charl- und Vallatscha-Dolomite unterhalb der Cruschetta. Die Detailkartierungen von OUWEHAND (1982) in der Umgebung von Surmin zeigt deutlich, dass die komplexeren Strukturen nicht mit den einfachen, für Pnez postulierten Hypothesen in Übereinklang gebracht werden können, wenn nicht noch dem Tale parallel laufende Flexuren einbezogen werden.

LEUPOLD (1922) glaubte, dass die Scherfläche von Pnez und ihre Verlängerung in Form der Landwasser--Scherfläche weiträumig die Bellaluna-Dazite von der Sandhubel-Platte in dextraler Versetzung trennt. Dies kann nicht belegt werden. Auch die Frage, ob im Falle von Pnez ein deutlich älteres Element als die basale Überschiebung der Silvretta- auf die Ela-Decke vorliegt (LEUPOLD 1920), ist nicht schlüssig zu beantworten. Wir sehen hier ein lokales Phänomen. Die Verbindung zur Wiesener -Scherfläche kann nicht einem Ereignis zugeordnet werden, in welchem kompakte Element beiderseits der "vereinigten" Scherflächen verschoben wurden.

Nach LEUPOLD (1920) hat die Pnez-Verschuppung die Landwasserfaltung mitgemacht. Pnez ist älter als die basale Abscherung der Silvretta-Decke, älter als die ausgeprägten Falten in SW-NE-Richtung (Muchetta/Ducan) und somit auch älter als der NW-Schub der Silvretta-Decke. LEUPOLD (1922) sieht in der Überschiebung bei Pnez ein Produkt des frühen NE-SW-Schubes (siehe Kap. 1.4: "Phasen und ihre Abfolge").

Die Muchetta-Falten

Die offenen Faltenradien im W der Muchetta verengen sich gegen E hin zunehmend. Im E des Landwassertales scheint ein beträchtlicher Teil der Extension über "lags" aufgenommen zu werden, indes im W die Verkürzung sich auch in der Überfaltung der Muchetta ausdrückt. Die unterschiedliche Deformation einem Schubgradienten zuzuschreiben, scheint unwahrscheinlich. Wesentlicher wirkt sich im tektonischen Stil gegen E die Beteiligung des Kristallins und die Anwesenheit des permischen Troges aus.

Im Abbiegen der im allgemeinen SW-NE-streichenden Falten gegen N sieht LEUPOLD (1920) einen grösseren W-Schub im N (Vorstellung von Faltenbögen, den Rhätikon und die Nördlichen Kalkalpen einbeziehend, vgl. SPITZ & DYRENFURTH 1913). Die Wiesener Antiklinale wird durch die Filisurer Antiklinale unterschoben und diese ihrerseits durch die Jenisberger Antiklinale. In den Kernen der Muchetta-Falten fehlen von E nach W sukzessive die älteren Sedimente.

"So erfasst die Filisurer Antiklinale bei Filisur den Arlbergdolomit, ab dem Bärentritt Arlbergkalk und der Zügenschlucht den Muschelkalk." (LEUPOLD 1920)

Weitere Details können der Arbeit von OUWEHAND (1982) entnommen werden.

1.2.4. Die Urmina- und Chavagl-Schuppe

In die WE streichenden Grossfalten der Ela-Decke nahezu eingewickelt liegen Sedimentreste der Silvretta-Decke in auffallend ruhiger, normaler Lagerung. Es handelt sich dabei um die

bereits erwähnte Urmina-Schuppe (Ruina bis Raibl) und die Chavagl-Schuppe (S-charl bis Raibl).

Die Trennung von Urmina- und Chavagl-Schuppe vollzieht sich im Niveau der S-charl-Basis, welche stark verrauhwackt ist (EUGSTERS "Mittlere Rauhwacke"). Sie ist untergeordneter Natur und lässt sich im oberen Schaftobel nur schwer nachvollziehen. Am Chavagl Grond (167°750/773'400/2340) überfahren die unteren Landwasser-Dolomite (Äquivalente der S-charl-Kalke) der Chavagl-Schuppe jene der Urmina-Schuppe in südlicher Richtung. Eine entsprechende Scherfläche kappt zwischen Bott digls Uors und dem oberen Schaftobel die stark verrauhwackten S-charl-Kalke (FREI 1922, OTT 1922, ROHRBACH 1976)

Die Urmina-Schuppe (Fig. 3), deren Schichtstoss im S durch die Allgäu-Synklinale der Ela-Decke umfasst wird, stösst im W mit Chazforà und Fuorn im oberen Schaftobel aus. Im äussersten W liegen die Vallatscha-Dolomite mit Altein- und Raibler-Schichten gemeinsam verfaultet in der zerscherten Synklinale des Crap Ses.

1.2.5. Die "Subsilvrettiden Linsen":

Fremden Elemente unmittelbar unter der Silvretta-Decke werden seit ZYNDEL (1910) als "Subsilvrettide Triaslinen" bezeichnet. Es sind tektonische Schubspäne, welche sich je nach Kompetenz der unterliegenden Schichten bisweilen mélange-artig von der Silvretta-Basis loslösen können.

Nach ihrer Anreicherung zu schliessen fanden am erosiven S-Rand der Urmina-Schuppe markante Überschiebungsbewegungen statt. Es muss angenommen werden, dass im Untergrund des Albulatales ein mehr oder weniger direkter Zusammenhang zwischen Urmina-Chavagl und der Mulain-Schuppe besteht. Der oben erwähnten alten Antiklinale im S folgte prä-Überschiebung eine Synklinale, welche bei Surava Raibler-Schichten an die Basis der Silvretta-Decke brachte.

Nach der Platznahme der Silvretta-Decke auf der Ela-Decke erfolgte im Bereiche des Schenkels zwischen Antiklinale im S und Synklinale im N eine erneute Verfaltung zur heutigen Raibl-Synklinale südlich von Surava.

1.2.6. Die Deformation des Kontaktes zwischen Silvretta- und Ela-Decke

Zwischen Piz Kesch und Gualdauna steht der Deckenkontakt senkrecht und fällt lokal steil nach S ein. In der hinteren Val Plazbi und der oberen Val Tisch liegt er subvertikal und taucht gegen W hin steil nach N ein. Im Querschnitt des Albulatales bei Bergün legt sich der Deckenkontakt terrassenförmig flach, steigt nach N leicht an (Latsch) und taucht bei Stuls wiederum steil ab (Halbfenster des Bergüner-Stein). Die WSW-ENE streichenden Grossfalten der Ela-Decke umfassen westlich des Albulatales die Silvretta-Sedimente der Urmina-Chavagl-Schuppe, welche in auffällig ungestörter Lagerung diese Verfaltung nicht mitmachen.

An der Motta Palousa (Oberhalbstein) liegen Silvretta-Sedimente (Alteindolomit und Raibler Schichten) in einer Synform der Ela-Decke (Hauptdolomit) eingefaltet. Diese Verfaltung scheint sich nach E nördlich an die "Aufwölbung" des Bergüner-Steins anzuschliessen (TRÜMPY 1971: Phase D, Fig. 19, p.). Wir können aber nicht ausschliessen, dass die Verflachung des Deckenkontaktes über dem Bergüner-Stein durch eine Zerschierung des steilgestellten Deckenkontaktes zustandekommt. Die Abschiebungsfläche dieser Zerschierung liegt subparallel zu südvergenten Abschiebungen in der Ela-Decke (Piz Muot, GRONOWSKY 1983; Piz Uertsch-Kette, SENGÖR 1985) und zu einer ganzen Staffel von "Lags" in der Muchetta (OUWEHAND 1982). Diese "Lags" werden in der Silvretta-Decke als alte Strukturen angesehen (LEUPOLD 1922, TRÜMPY 1971: Phase A). Ein Deutungsversuch der relativen Bewegungsabfolge wird im Kapitel "Der tektonische Ablauf" gegeben.

1.2.7. Bewegungen an der Deckengrenze

Zeigen die S-tauchenden Schichten der Urmina-Chavagl-Schuppe eine Deckenstirn und somit mindestens lokale S-Schübe an? Diese Frage muss offen bleiben, denn jede Faltenachse wäre in dieser Lage rotiert worden und zudem waren die Sedimente bereits vor der Überschiebung verfaultet. Die Überschiebungsfläche schneidet solche alten Strukturen quer als "strike slip" und führt zur Platznahme aus östlicher Richtung. Im ersten Falle finden wir schlecht eine Erklärung für die Verhältnisse zwischen Pradatsch und Oberfop (ROHRBACH 1976), wo Hauptdolomitblöcke mit Fuorn und Raiblerschichten in die Allgäu-Schiefer der Ela-Decke eingefaltet werden.

Ein weiteres Indiz für die Schubrichtung ist eine kleine Schuppe östlich Aclas Surava, welche im Niveau der Raibl-Schichten durch die Altein-Dolomite der Chavagl-Schuppe W-vergent überfahren wird.

1.2.8. Tektonik des Landwassertales

Der stratigraphische Kontakt der Landwasser-Sedimente zum Kristallin ist im NE durchgehend, in den bewaldeten Südhängen der Zügen teilweise aufgeschlossen. Gegen SW sind kontinuierlich jüngere Sedimente erhalten geblieben. Die Basis der Silvretta-Decke verlässt das Kristallin an der Linie Schwarzhorn-Silberberg-Filisur-Albulatal. Sie schneidet von E nach W durch zunehmend jüngere Sedimente.

Die Deckenmulde von Surava verbiegt den Stapel um eine SW-NE streichende Achse.

Die Faltenachsen in der Guggernell-Platte, der Amselfluh-Platte und im Lenzerhorn fallen in SE Richtung. Im Piz Linard biegt die Trias um und bildet eine Deckenstirn.

Quer zu dieser Achsenrichtung verlaufen im SE die Falten der Muchetta. Diese stehen wiederum in spitzen Winkeln zu der E-W Richtung der Ela-Falten, in welche sie westlich des Albulatales einbezogen sind.

Das trennende Element zwischen den Muchetta-Falten (Zügen) und der Sandhubel-Platte (samt Amselfluh- und Lenzerhore-Platte = Lagerschuppe LEUPOLDS) ist die Wiesener-Scherfläche.

Die Wiesener-Scherfläche

Dieser im wesentlichen normale Bruch setzt den S-Teil herab. Er ist jünger als die Verfaultung der Sandhubel-Teildecke in NW-SE-Richtung, kann aber durch die SW-NE-streichenden Falten erfasst werden. Speziell unter Schmitten sind verschiedene Äste der Wiesener-Scherfläche in die steilstehende Verfaultung einbezogen.²⁾

2) Für LEUPOLD hatte die Wiesener-Scherfläche eine grosse Bedeutung. Wir teilen seine Vorstellung diesbezüglich nicht. Merkwürdig blieb für ihn die unterschiedliche Verformung von Ducan-Muchetta einerseits und der Sandhubel-Teildecke andererseits. Es muss an der Wiesener-Scherfläche liegen, schloss er. "Die Wiesener-Scherfläche wirkt auf die nahenden Muchetta-Falten als Hindernis, an welchem sie brandeten." Die genetische Verknüpfung der Wiesener-Scherfläche mit den Falten von Schmitten ist offensichtlich. "Im W ist der vertikale Versatz der Wiesener-Scherfläche gross und sie kann über das Albulatal direkt mit Pnez verbunden werden... Im E, wo der vertikale Versatz am Wiesener Bruch geringer ist, bildete sich eine jüngere Scherfläche aus, welche die Kummerhubel-Musch-Platte von der Sandhubel-Basis trennte und sich mit Pnez gegen W hin vereinigte" (LEUPOLD 1922). Leupold sah den "Motor" für die Muchetta-Falten im Silvretta-Kristallin sitzen.

(LEUPOLD 1920) Bewegungen an der Wiesener-Scherfläche sind nach LEUPOLD (1920) :

1. jünger als die Vorphase der Silvretta-Decke (Dinarische Phase)
2. jünger als die Haupteinmündung des Landwassertales unter NW-Schub
3. im NE jünger, im SW älter als die Schmittener Antiklinale
4. im NE älter, im SW jünger als die "Landwasser-Scherfläche" (Die Landwasser-Scherfläche ist die nach N reaktivierte Pnez-Überschiebung.)
5. älter als die Haupteinwicklung der Muchetta-Falten.

Dafür ist aber der heutige Verlauf der Wiesener-Scherfläche zu wenig gestört. Ein ramping Modell würde die primären Unterschiede der tektonischen Stile zwischen Muchetta-Ducan-Teildecke und der Sandhubel-Platte auf plausible Art erklären (Fig. 25a).

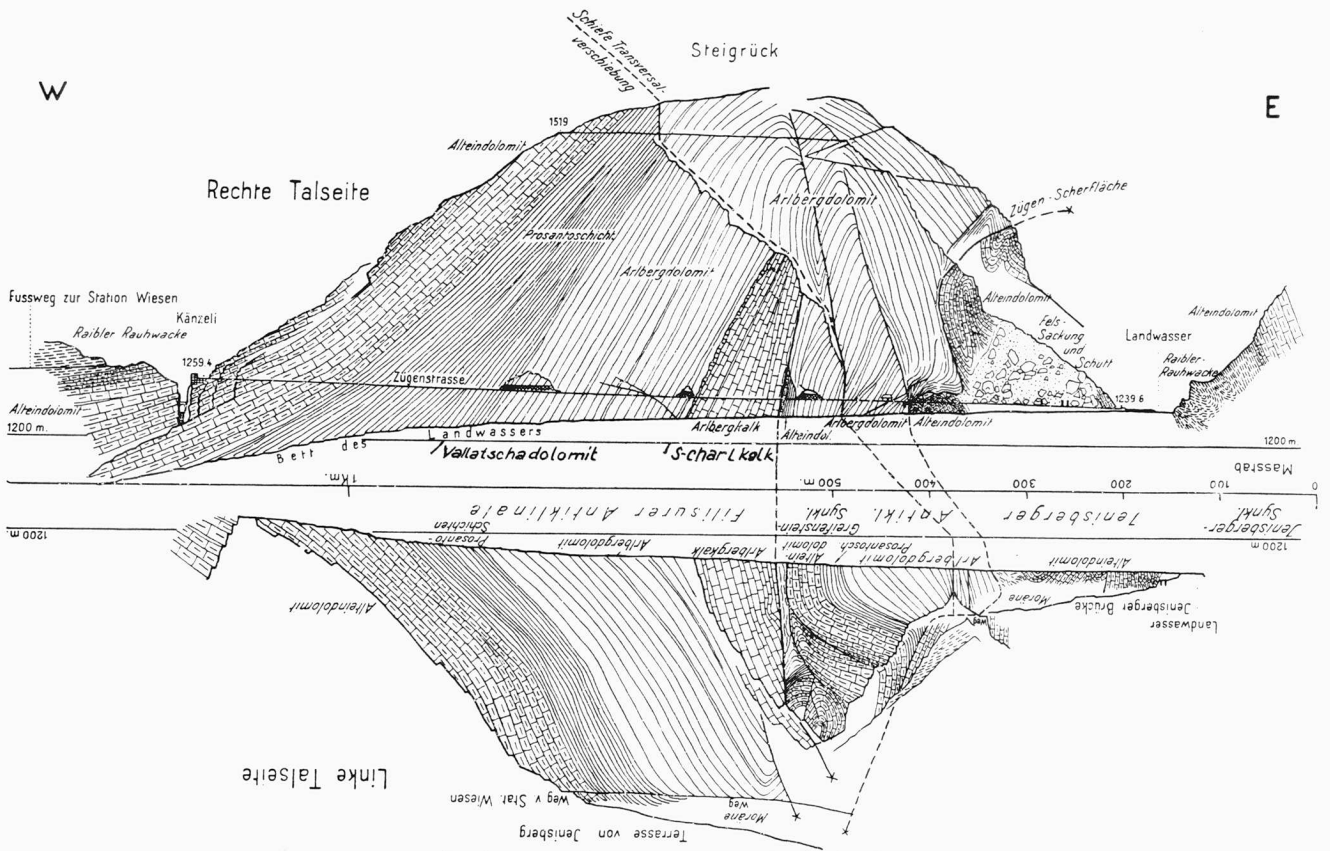


Fig. 16a Geologisches Profil entlang der alten Zügenstrasse im unteren Landwassertal (LEUPOLD 1934).

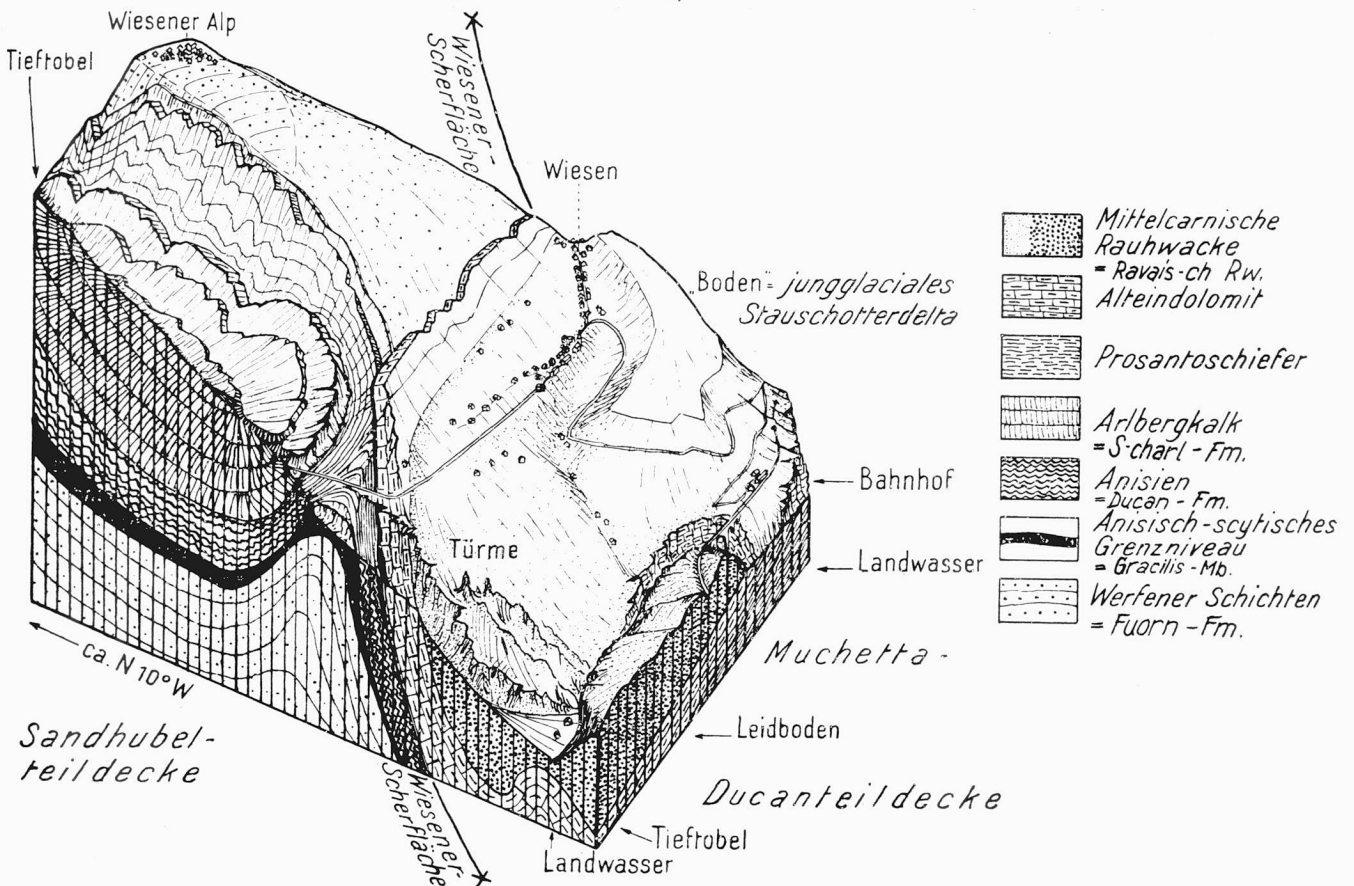


Fig. 16b Schematisches Blockdiagramm zwischen Tief Tobel und Wiesen, Landwassertal (LEUPOLD 1934).

Die Anlage der Wiesener -Scherfläche erfolgt an der Stelle, an der im Untergrund die Überschiebungsfläche der Silvretta-Decke das Kristallin verlässt.

Interpretation der Wiesener--Scherfläche:

Schlägt die Überschiebungsfläche ("ramp", Basis der Silvretta-Decke) aus dem Kristallin in die Basis der Sandhubel-Platte und folgt dieser ("flat"), so müssen die Sedimente bei fortschreitender Überschiebung auf mehr oder weniger ebener Fläche synklynal verbogen werden. Die Platzprobleme in dieser "Synklinale" werden teils entlang konjugierter Bruchsysteme gelöst (HAFNER 1951), teils durch Verfaltung kompensiert.

Die Deutung dieser Scherfläche macht nur Probleme, so lange der Betrachter der Vorstellung unterworfen ist, Extension und Kompression seien in jeder Bewegungsphase strikt zu trennen.

Während ein Extensionsbruch von kleinerem Versatz im E und etwas grösserem im W aktiv ist (maximal 2 km), werden gleichzeitig die Schmittener Antiklinalen und die Bärentaler Synklinalen verengt. (Fig. 26).

Wir sehen als einfache Lösung nur das passive Verhalten der Silvretta-Decke während einer Phase der Verengung bestehender Faltenradien (Ducan, Muchetta) und einer intensiven mehrstufigen Zerschierung unter Überlast (Phase C im Kap. "Phasenfolge") und interpretieren die Wiesener--Scherfläche als einen Extensionsbruch.

Die Abschiebungs-Brüche ("low angle normal faults"="lags") in der Landwasser-Trias

Die Sandhubel-Platte und die zugehörigen Karbonat-Schollen werden von mehreren flachliegenden Abschiebungen ("lags"), welche nach E fallen, durchschlagen.³⁾

Entlang solcher Lags sind in den meisten Fällen Lücken entstanden. So liegen z.B. im W des Guggernell (176'850/768'920/SW Punkt 2626) Prosanto-Schichten und Altein-Dolomit über der Fuorn-Fm. der Mulain-Schuppe.

An der Bärentaler-Furka liegt Vallatscha-Dolomit über Chazforà-Sanden und entlang eines kleinen erosiven Fensters südlich der Bärentaler-Furka sind zwischen Fuorn-Fm. und Vallatscha-Fm. die Brachiopodenkalke und S-charlkalke zu je im Mächtigkeit reduziert (Fig. 25).

Das kompetente Schichtglied des Trochitendolomites, welches die mergelreichen Brachiopodenkalke nach oben gegen die Basis der S-charl-Kalke abgrenzt, ist im SW des Landwassertals meist boudiniert oder zerrissen. So z.B. am Piz Mulain (174'800/766'500/2560) und im Bärenthal (179'300/776'800/1980).

Diese Beobachtungen, sowie die asymmetrischen Aufwölbungen in der detritischen Basis (Sandhubel, Kummerhubel, welche als "Horste" gekippter Schollen verstanden werden), deuten auf eine ausgeprägte Extension hin. Hauptsächlich den NW-Rand der Sandhubel-Teildecke wird davon erfasst. Zwischen den Flexuren, die gegen E steil durch die Karbonate schneiden, werden die einzelnen Blöcke rotiert. Die Extensionsbrüche versetzen die Deckenbasis nicht. Wir müssen annehmen, dass sie sich in der leicht zerscherebaren detritischen Basis als listrische Extensions-Brüche ("lags") fortsetzen, oder in den Sanden und Konglomeraten kompensiert werden.

(Fig. 21)

³⁾ Zusammengefasst schreibt LEUPOLD (1920) folgendes:

Die "Faltenaufwölbungen" am Kummerhubel, Sandhubel und Piz Musch, welche durch die Silvrettabasis flach durchgeschnitten werden, sind zum Teil primär vorgeprägt. ("Quellkuppe rhyolitischer Magmen") Die Asymmetrie der Aufwölbungen ist sonderbar. Die Osthänge sind steil und flexurartig, die Westhänge bilden sanfte Abdachungen. Am E-Fuss des Sandhubel wird die Lagerschuppe gestaut und in NW-SE streichende Falten gelegt. Im unteren Landwassertal sind Sedimente vor der Faltung (FA = NW-SE) verschuppt worden.

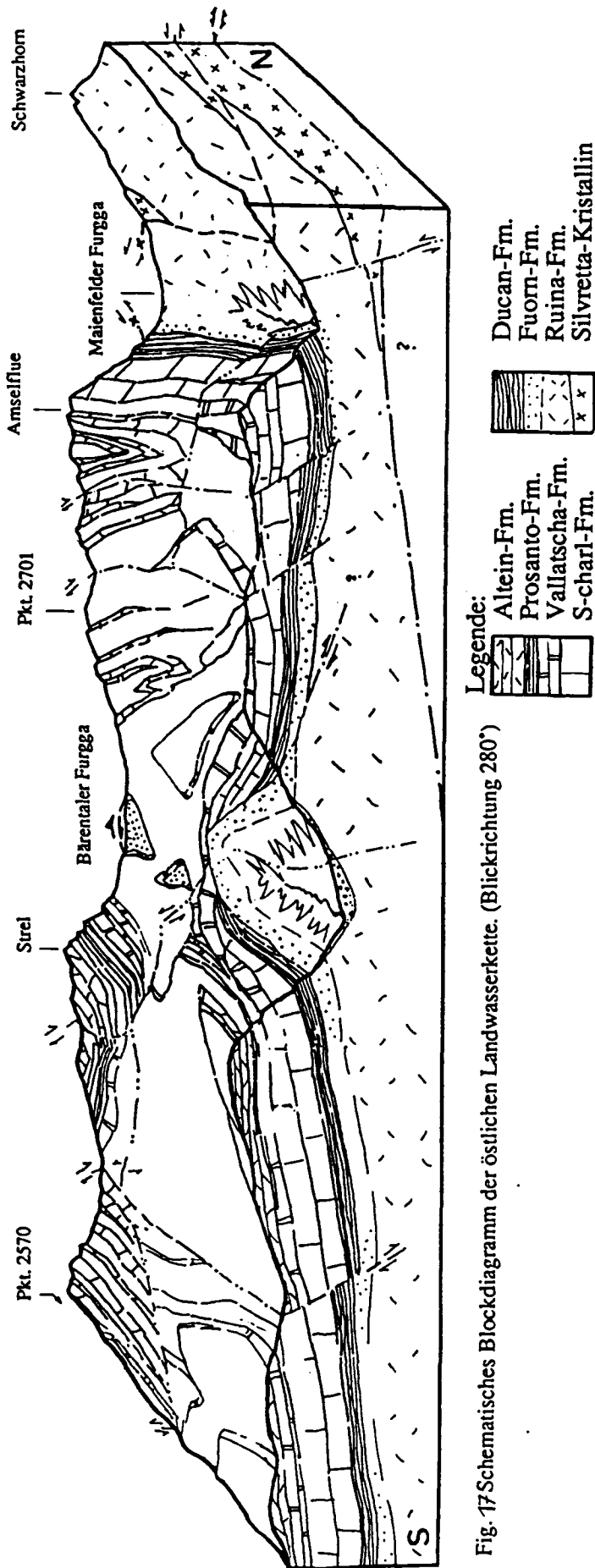


Fig. 17 Schematisches Blockdiagramm der östlichen Landwasserkette. (Blickrichtung 280°)

Fig. 18. Die Amselflue von Osten gesehen.

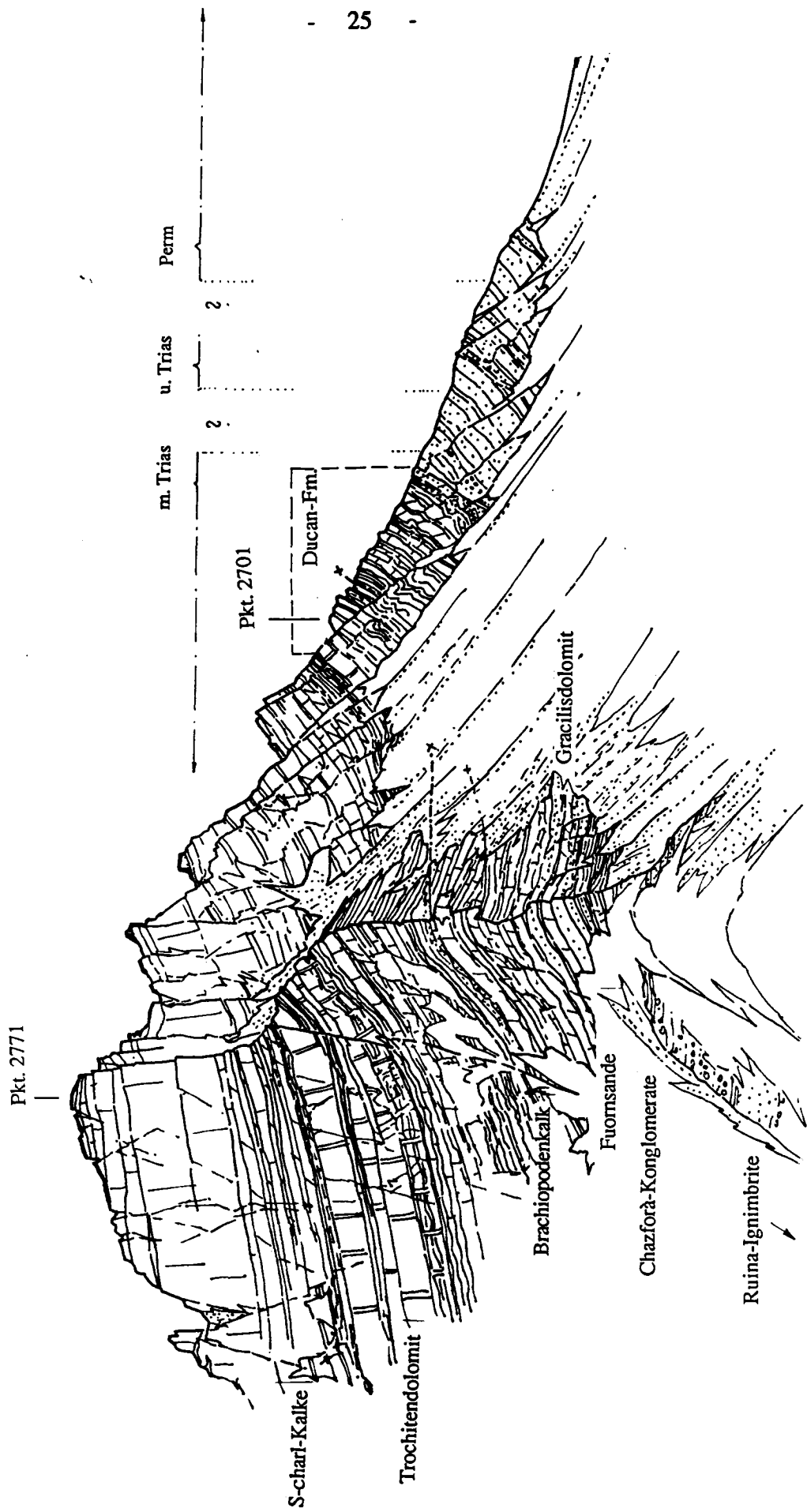
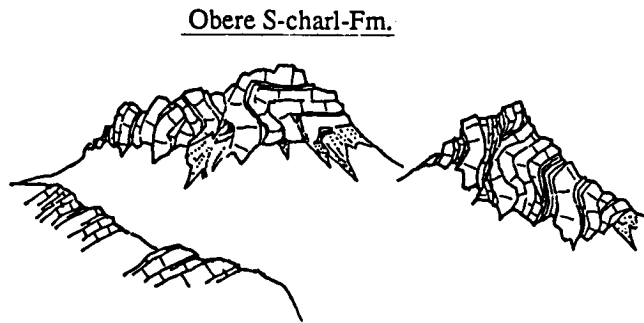
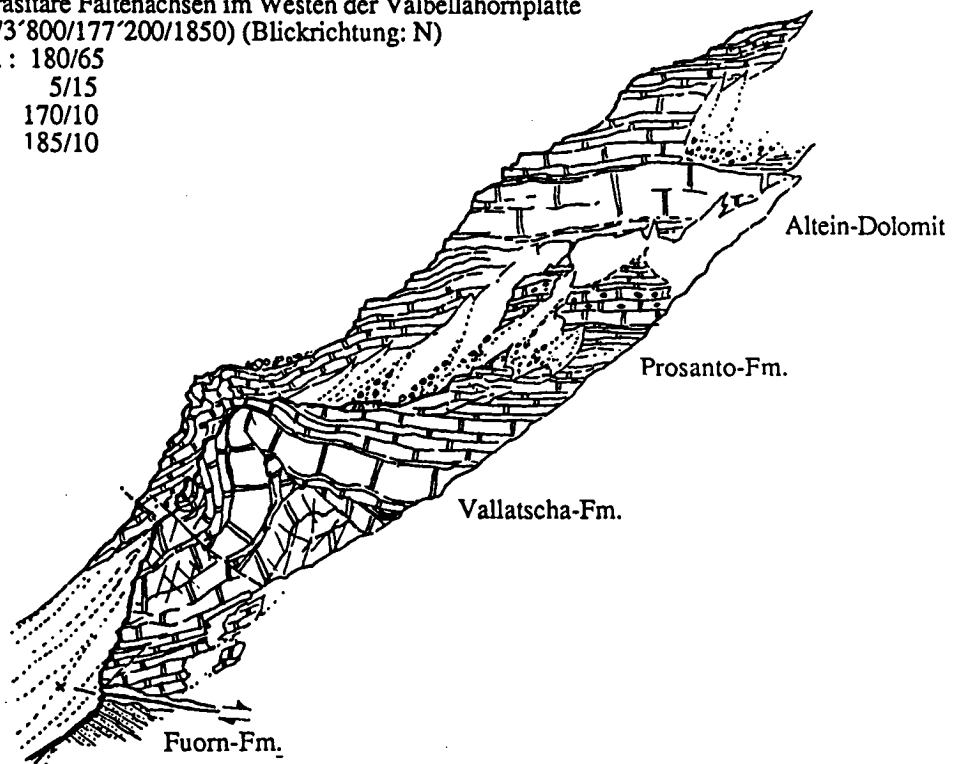


Fig. 19 Parasitäre Faltenachsen im Westen der Amselflue-Platte
(774°600/181°100/2560) (Blickrichtung: N)
FA: 330/25
350/30
0/25
70/20
175/10



Parasitäre Faltenachsen im Westen der Valbellahornplatte
(773°800/177°200/1850) (Blickrichtung: N)
FA : 180/65
5/15
170/10
185/10



Die Achsenrichtungen liessen Leopold einen SW-Schub postulieren
(Vgl. Kap. Phasen und ihre Abfolge)

Die Lenzerhorn-Umbiegung:

Der verkehrte Schenkel der Lenzerhorn-Gipfelschuppe im Sinne BRAUCHLI's (1921) bringt eine verkehrt gelagerte Mitteltrias über die normalliegenden Allgäu-Schichten der Arosler-Dolomiten. Gegen W wird die Musch-Platte (Auflage der karbonatischen Sedimente) geringmächtiger. Die verscherte Umbiegung am Piz Linard kann am Punkt 2689 im Niveau des Brachiopodenkalkes beobachtet werden. Sie wird durch die Überschiebung nach N und S diskordant abgeschnitten. (NE unter dem Piz Musch im Niveau des Trochitendolomit, gegen S bei Surava liegen Rauwacken der Mulain-Musch-Schuppe an der Basis.) Interessanterweise sind am Kontakt Arosler Dolomiten - Silvretta-Decke s.s. keine Schürflinge dieser Serie zu finden. Die minimalen finite-strain Raten wurden aufgrund von wenigen Feldmessungen im Niveau der mergeligen Brachiopodenkalke auf ca. 1 : 5 geschätzt (70 m östlich des Lenzerhorn-Gipfels). In der Nordwand des Lenzerhorns fehlt ein Stück des Trochitendolomites infolge der extensiven Zerschering parallel zur Deckengrenze.

Überschiebungen ("thrusts") in der Landwasser-Trias:

Der Versatz der untersten karbonatischen Bänke östlich des Piz Linard, sowie die Verschuppung der Brachiopodenkalke im SW dieses Berges dokumentieren eine geringe Überschiebung der Mulain-Schuppe auf die Verkehrtserie des Lenzerhorns. Die liegende Antiklinale wurde in ihrer Achsenebene um mehrere 100 m zerschert.

Die N-S streichenden Falten am Westrand der karbonatischen Amselfluh-Lenzerhorn-Platte zeigen steile Schenkel gegen W, flache gegen E und legen sich in Radien von 5-10 m. Östlich der Bärentaler-Furka umfassen sie die oberen S-charl-Kalke und z.T. die Vallatscha-Dolomite, im oberen Brüggelobel sowie zwischen Guggernell und Tiaun-Grat die Vallatscha-, Prosanto- und Altein-Dolomite.

Verschuppungen zwischen Tiaun-Grat und Spitziggrätli und im äussersten NE-Rand der Amselfluhe führen lokal zur Verdoppelung der Gesteinsserien (vgl. auch Pnez und Westrand der Urminaschuppe). (Fig. 14 und Fig. 15)

Die Stellung des Rothorn-Kristallins

Ältere Autoren machen für die tektonische Stellung des Rothorn-Kristallins eine "Einwicklung" verantwortlich (STAUB 1917 und 1924, LEUPOLD 1920, BRAUCHLI 1919). Es handelt sich dabei um die Deformation einer Schubfläche durch eine jüngere Überschiebung. Diese jüngere Überschiebung sehen wir an der Basis der Silvretta-Decke (Sandhubelteildecke im Sinne LEUPOLD's 1920, Sandhubelplatte Fig. 3). Die Erklärung, wie der Sedimentkeil der Aroslerdolomiten auf das Rothorn-Kristallin zu liegen kam, bleibt vorläufig Hypothese. Einerseits wäre eine Divertikulation des "Oberbaus" der Landwasser-Trias im Niveau der Raibler Schichten möglich. Andererseits ist eine Abschiebung ("Lag") der jüngeren Sedimente vom Rothorn-Kristallin selber nicht auszuschliessen.

1.3. Deformationsstil

Generelles

Am Westrand der Silvretta-Decke werden Kristallin und Sedimente von Falten und flachen Überschiebungen erfasst. Es fällt auf, dass die Sedimente der Silvretta-Decke (wo sie noch im Zusammenhang mit dem Kristallin stehen) oft in Synklinalform vorliegen (Ducan, Muchetta-Landwasser). Dabei sind die steilstehenden SE- bis E-Schenkel meist vollständig, die flachliegenden N-W- bis W-Schenkel nur reduziert erhalten. Bleibt das Kristallin zurück, so liegen die Sedimente oft in grossradigen, sanften Antiklinalen und Synklinalen, welche durch steile Brüche verstellt sind. (Trennung der Piz Musch-Platte von der Sandhubel-Platte, Trennung zwischen Amselfluh- und Lenzerhorn-Platte)

In den tektonischen Profilen von LEUPOLD (1922), SPITZ & DYRENFURTH (1913) und EUGSTER (1923) sind die liegenden Schenkel duktil verformt und fliessen zu dünnen Schwänzen aus. Im Feld ist dagegen eigentliche Kakiritisierung und sprödetektonische

Deformation in dolomitischen Bänken häufig. Nur Rauhdecken (Anhydrit-Dolomite) scheinen zu fließen.

Tektonische Gleithorizonte:

- a) An Amphibolit-Gneisgrenzen und entlang von Paragneiszügen im Silvrettakristallin sowie
 - b) in der prä-oberpermischen Verwitterungszone des Kristallins sind Gleithorizonte häufig.
 - c) Ferner in den Tufflagen der Ruina Fm.
 - d) in der Fuorn Fm., besonders im Bereiche unmittelbar unter dem Pflanzenquarzit und im Niveau der "Punt-la-Drossa"-Schichten sowie
 - e) an der Basis der S-charl-Fm. in der mittleren Rauhdecke.
- Folgende Niveaus nehmen mit Vorzug tektonische Bewegungen auf:
- f) Das "Mittelladin" nach Eugster.
 - g) Die Raibler Rauhdecken und Gipsniveaus im oberen Teil der Mingerschichten.
 - h) Die Brekzie zwischen Raibler-Schichten und Hauptdolomit.
- Pseudoduktilen Verhalten und schichtparallele Verschiebung zeigen hauptsächlich:
- k) Die mergelige Fazies des Brachiopodenkalkes, sowie
 - l) ein besonders feingebanktes Schichtglied im oberen S-charlkalk,
 - m) die Prosantoschichten (mit Vorzug in den fein gebankten Kalken)
 - n) Die Raibler-Dolomite und -Mergel
 - o) die mergelreichen Kössener Schichten des Alplihorn-Mb. und Ramoz Mb.

Das Extensionsmodell:

Um die beobachteten Phänomene in einen möglichst einfachen und umfassenden Rahmen stellen zu können, sind zwei scheinbar kontrastierende Beobachtungen zu erklären:

1. Ein prädestiniertes Niveau im Deckenstapel erfährt Extension in Form von Abschiebungen ("lags") und Brüchen ("high angle normal faults")
2. Die Schichtpakete, welche mehr oder weniger steil zu Kompressionsrichtungen stehen, werden verfaultet (Fig. 26).

Eine aktive Verschiebung infolge der Platznahme einer höheren Decke ("Ultra-Decke") in Piggyback (ELLIOTT 1975) kann nicht beobachtet werden. Dies unterstützt die Annahme, dass in der Region des Landwassertales die Basis einer solchen "Ultra-Decke" rel. hoch über den heutigen Sedimenten lag. Diese hypothetische, höhere Decke ist nirgends erhalten. Der Deformations-Stil und der Grad der Anchimetamorphose lassen zwar vermuten, dass über dem Ducan einige km Gesteinsüberlast lagen. Ob die Überschiebung dieser höheren Decke eher der Basis der nördlichen Kalkalpen (im Sinne der Hypothese von TOLLMANN 1960) oder in einer höheren Digitation der Silvretta-Decke zu suchen ist, wissen wir nicht (Silvretta-interne Mylonite im Keschgebiet mögen für die Existenz höherer "Kristallinschuppen" sprechen (BEARTH 1932).

Bereits HAFNER (1951) macht auf die "normal faults" aufmerksam, welche sich im homogenen Stressfeld ergeben, falls ein "Block" verbogen wird (Fig. 24).

Der grossräumigen Deformation im Landwassertal kommt das Modell von WERNICKE & BURCHFIEL (1982) näher, welches Abplattung und Extension infolge der Rotation von aktiven "normal faults" erzeugt.

Ihr Modell geht dabei von konstanten Elementmächtigkeiten aus. Wir können aber beobachten, dass oft schichtparalleles Gleiten die Mächtigkeit eines einzelnen tektonischen Elementes verringert und somit die Extension eventuell unterschätzt wird (THOMPSON 1980).

Aus HAMBLIN (1965) entnehmen wir, dass die Sedimente, welche durch listrische Brüche versetzt werden, gegen diese hin steil gestellt werden falls kein schichtparalleles Gleiten auftritt. Die präzise Beobachtung Leupolds, dass in den jüngeren Schichten die Depression an der Altein-Furka stärker bemerkbar wird als an der Obergrenze der detritischen Basisschichten der Sandhubel-Platte, lässt sich zu einem Teil diesem Phänomen zuschreiben.

Fig. 20 Aus WERNICKE und BURCHFIEL (1982)

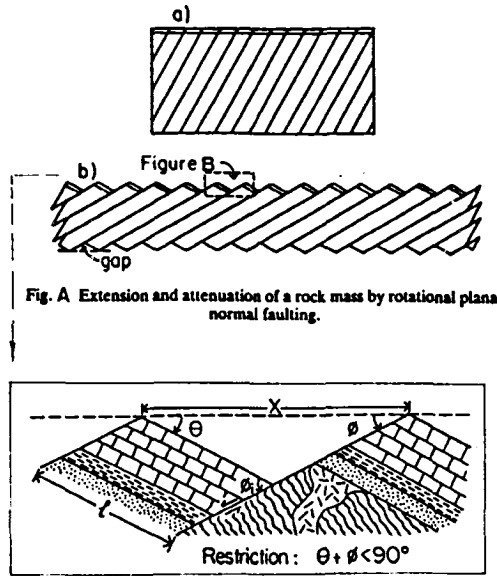


Fig. A Extension and attenuation of a rock mass by rotational plane normal faulting.

$$\% \text{ ext.} = \left(\frac{x-l}{l} \right) 100 = \left[\frac{\sin(\theta + \phi)}{\sin \phi} - 1 \right] 100$$

$$\text{alternatively, } \% \text{ ext.} = \left[\frac{\sin \theta}{\sin(\phi - \theta)} - 1 \right] 100$$

Fig. B. Geometrical derivation of the relationship between fault dip (ϕ) and percentage extension of the rock mass, as proposed by Thompson (1960).

Nur in Ausnahmefällen finden Modelle mit solch einfachen geometrischen Verhältnissen in Mittelbünden Anwendung:
 In Fig. C sind die Daten aus der Guggemell-Platte im Landwassertal eingezeichnet.
 Die Verformung in der Muchetta z.B. liegt nach dem Diagramm Fig. C. in der 'Forbidden Zone'.
 Wir schliessen daraus, dass die Steilstellung der Schichten (Verfaltung) bereits vor der Zerschering entlang 'lags' einsetzte.
 Fig. 8. illustriert die Deformation und zeigt, dass in den Falten auch schichtparalleles Gleiten berücksichtigt werden muss.

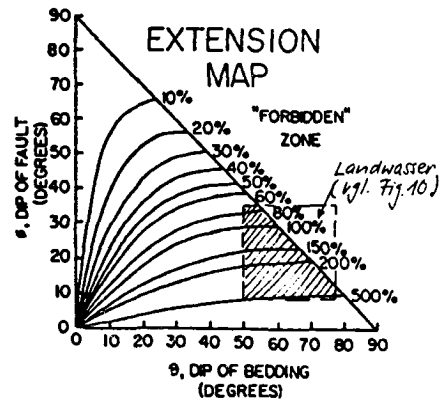


Fig. C. Graphical representation of relations derived in Fig. B.

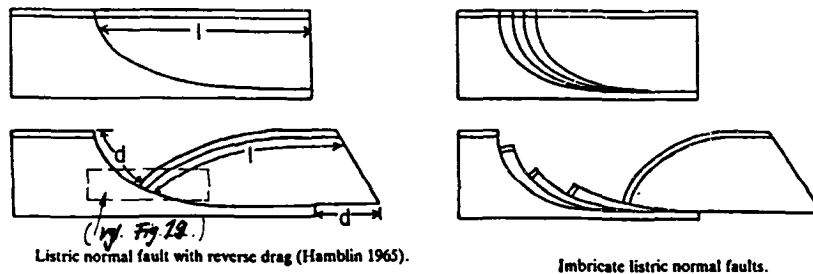


Fig. 21. Aus WERNICKE und BURCHFIEL (1982):
 Entlang der Extensionsbrüche können die Inklination der jüngeren Schichten ("hanging wall") und Schichtlücken beobachtet werden.

Ebenso die Faltenbildungen, welche mit NW-SE-streichenden Achsen am Ostrand der Valbellahorn-Platte LEUPOLD zu seiner SW-Schub Hypothese verleitet. Die Schichten gerieten während der Extension gegen den "lag" hin in zunehmend steilere Lage und wurden verfaultet (Fig. 21).

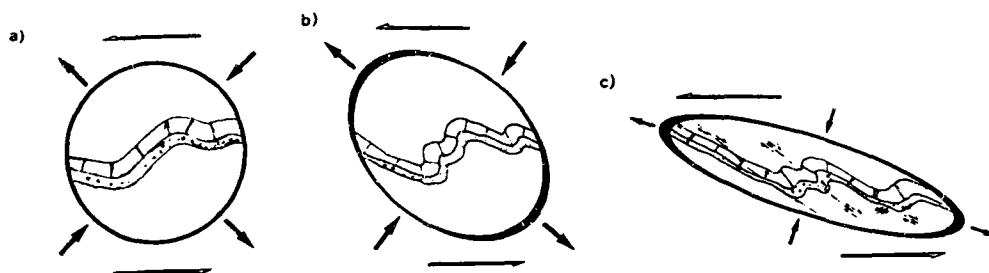


Fig. 22. Schematische Darstellung der Deformation bereits gefalteter Sedimente unter Überlast. Die Falten und Lags (vgl. Fig. 6) entstehen gleichzeitig.

Nach BRUN & CHOUKROUNE (1983) rotieren die Bruchflächen listrischer Brüche schon unter geringer Extension beträchtlich (Fig. 20). Die Trennung zwischen dem Piz Musch und der Guggernell-Platte scheint als "lag" in die Basisüberschiebung der Sandhubel-Platte zu münden. Die "lags" zwischen der Sandhubel- und der Lenzerhorn-Platte, sowie zwischen der Lenzerhorn-Platte und der Amselflue-Platte sind nicht weiter verfolgbar. Möglicherweise werden sie im Niveau der Chazforà- und Ruina-Fm. kompensiert. (vgl. FISCH 1960, PFIFFNER 1985)

Die Anlage der Extensionsbrüche in der Zügenschlucht unterstützt die Hypothese der "synchronen" Deformations-Phasen:

Unter Überlast steht der Deckenrand im Stressfeld einer grossen Scherung. Die früh angelegten Brüche im Landwassertal (Wiesen) stehen steil und werden z.T. durch die Überprägung der Muchettafalten verbogen. Später aktive Brüche ("lags"), welche die Falten z.T. durchschlagen liegen durchwegs flacher. Dies dokumentiert die Rotation der Hauptspannungsachsen im Verlaufe einer Scherung. Diese Scherung interpretieren wir als Deformation unter Überlast, wie sie ev. durch die Überschiebung einer höheren, erodierten "Ultra-Decke" zustande kam.

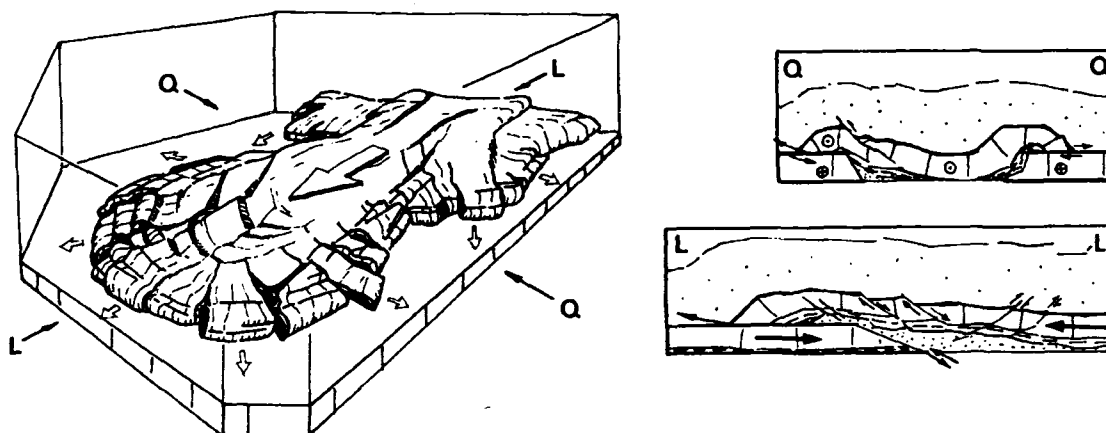


Fig. 23 Schematische Darstellung einer durch "ramping" überschobenen Decke. Im Schnitt Q-Q wird "sidal ramping" sichtbar, im Schnitt L-L das "back thrusting"

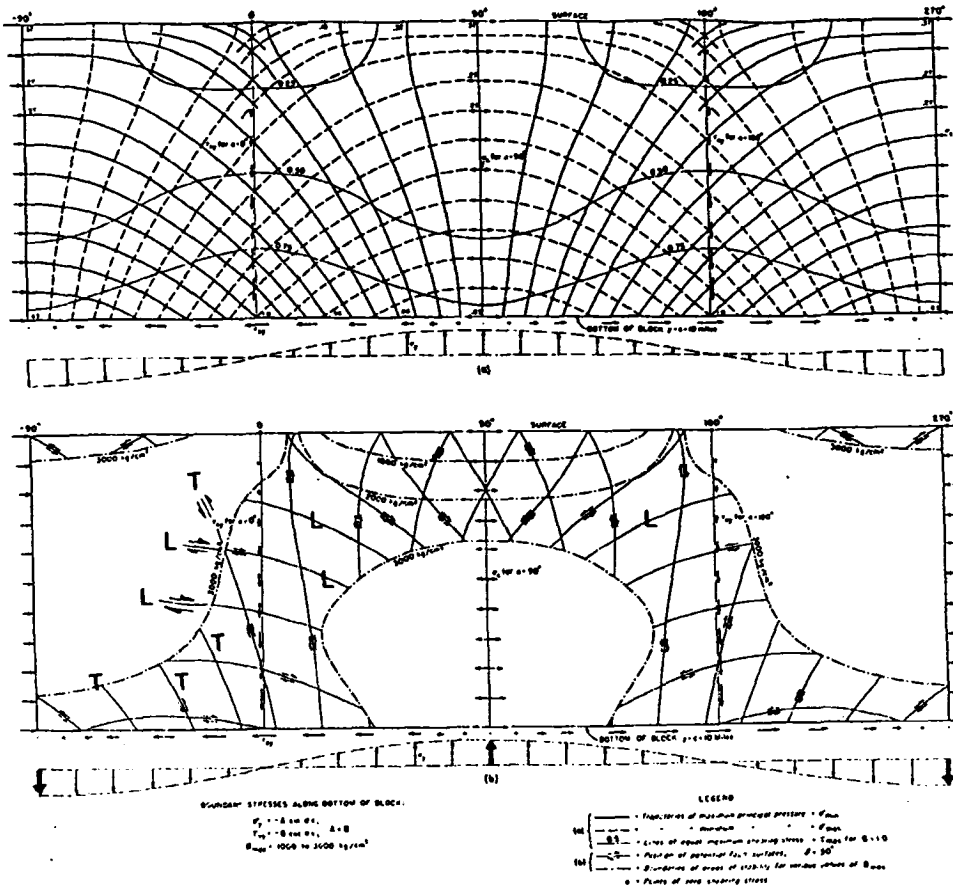


Fig. 24. Aus HAFNER (1951): Im inhomogenen Spannungsfeld eines beanspruchten Blockes treten flach liegende Dehnungsbrüche (L) und steilstehende Überschiebungen (T) auf.

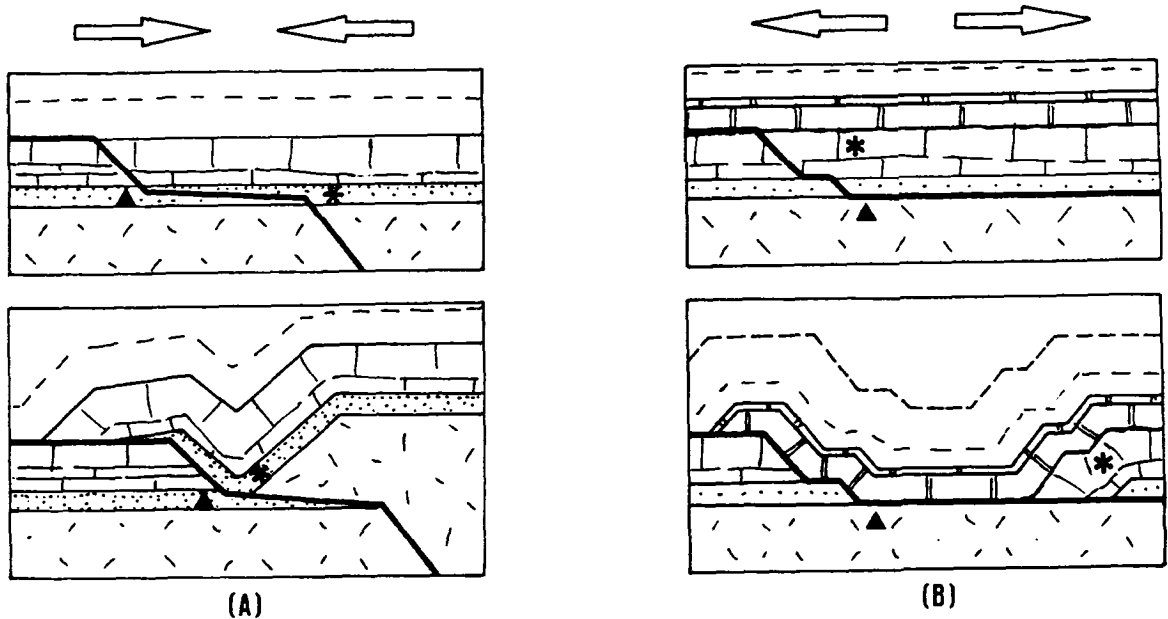
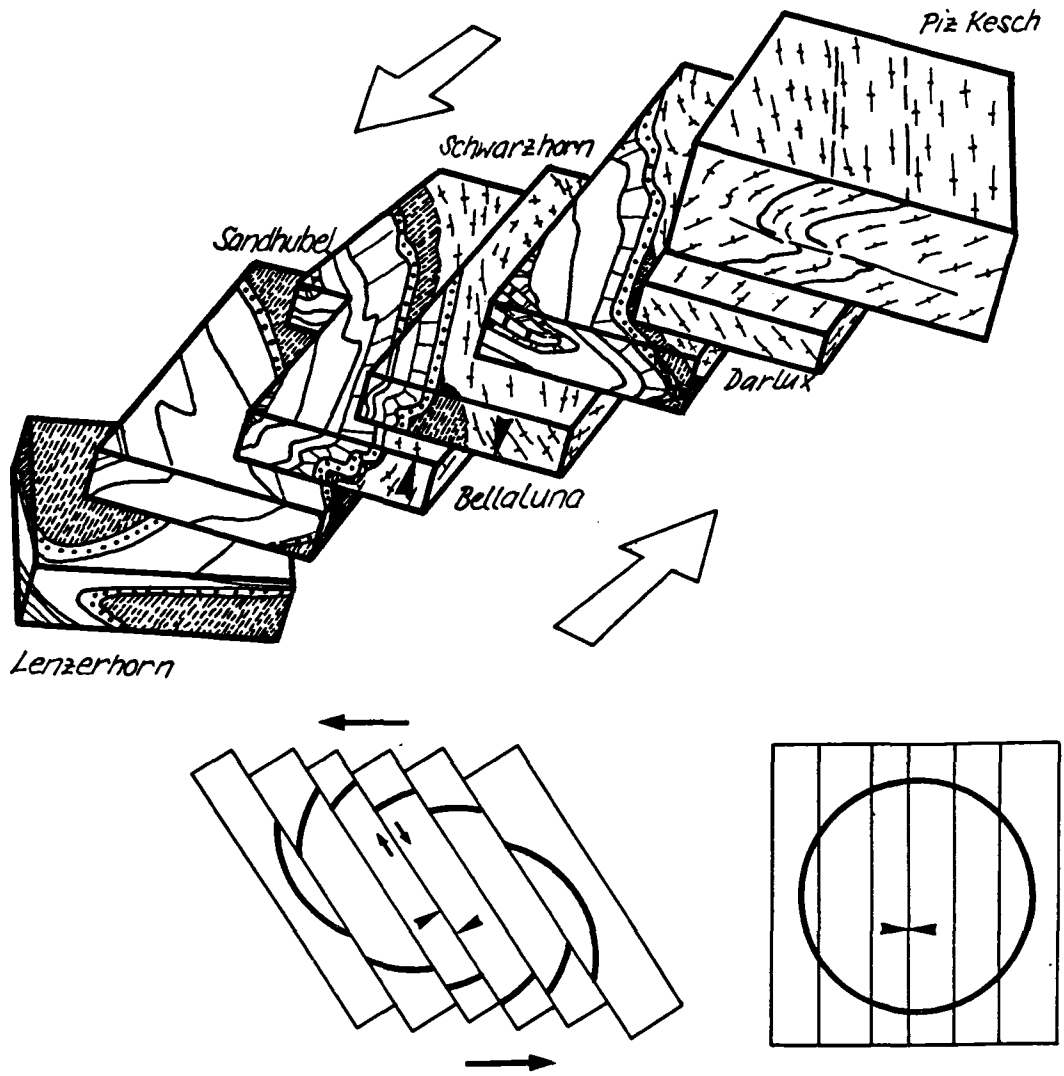


Fig. 25: Schematische Darstellung einer Schichtabfolge (layered cake) bei
 A) Kompression und Ausbildung von "ramps" und "flats"
 B) geringer Extension und der entsprechenden Deformation
 In beiden Fällen tritt bei geringer Deformation über den grösseren ramps eine Synklinabildung auf.

Fig.26: Schematische Darstellung einer 'imbricate"- Struktur bei Überlast und gleichzeitiger Scherung.



1.4. Phasen und ihre Abfolge: (Fakten und Spekulationen)

Leupolds Phasenabfolge:

Allen Bearbeitern voran entwarf LEUPOLD in seiner unpublizierten Dissertation 1920 für das Landwassertal ein geologisches Bild, in dessen wesentlichem Kern die minutiöse Feldarbeit stand. Kaum ein Detail entging seinem Auge, und dies in z.T. unwirtschaftlichen Geröll- oder Waldterrain. LEUPOLD (1920) unterschied drei Phasen:

1) Der relative SW-Schub:

Überschiebung von Schuppen und deren Verfaltung ("Dinarische Phase")

Anzeichen für Relikte des SW-Schubes in der Muchetta- Ducan-Teildecke waren für LEUPOLD die Aufwölbung im E an der Kristallin-Sedimentgrenze und das gegen SW an der Albulazurückbleibende Kristallin.

2) Die "Silvretta-Phase"

("Oberostalpine Hauptphase" nach STAUB (1924), Überschiebung des Ostalpins "en bloc") Die Anlage der SW-NE streichenden Falten (Ducan) ist nach LEUPOLD (1922) dieser grossen Überschiebungsphase zuzuordnen. Ein grosser Faltenbogen welcher in den Nördlichen Kalkalpen nordvergente Überschiebungen schafft, dreht über dem Rätikon nach Mittelbünden hinein gegen SW ab. Während der nun folgenden Ruhephase setzte Erosion ein, und die Silvretta-Decke wurde von ihrer Stammdecke getrennt.

3) Die unterostalpine Hauptphase:

Neue Deformationszüge entstehen durch die Ela-Faltung, welche in grossradigen Falten in WSW-ENE-Richtung einsetzt. Im unterostalpinen Faltungsregime werden Teile der Silvretta-Decke erfasst und "eingewickelt". (Rothorn-Kristallin, das Mederger Flue-Kristallin, der untere Gneiszug unter der Stirn des Piz Pisoc im Unterengadin).

Die Suraver Deckenmulde wird eingetieft, und im E des Albulatales entstehen durch das Vordringen der "Latscher-Stirn" in der Silvretta-Decke Brüche, welche die "Prosonch-Blöcke" abtrennen (EUGSTER 1923).

4) Bewegungen an der Ducan-Basis-Scherfläche:

Jünger als die Einwicklung sind Schübe, welche den E der Ducan-Synklinale erfassend, diese abdrehen und gegen W schweifartig zurückbleiben lassen.

Diskussion der Leupold'schen Phasenfolge:

LEUPOLD sieht zwei Südwestschub-Phasen, getrennt von der "Oberostalpinen Hauptphase", seiner "Silvretta-Phase".

An der Wiesener-Scherfläche schliesst sich sein Zirkel, indem er diese einerseits als alten Überschiebungsbruch sieht (Muchetta-Ducan über Sandhubel), und andererseits ihre Lage und Versetzungsrichtung nicht mehr von derjenigen der jungen Brüchen in der Muchetta trennen kann. LEUPOLDs Argumente für einen frühen SW-Schub sind vielfältig. Einige werden durch die heutige Kenntnis ausgeschaltet:

1) Primäre Kalkeinschaltungen in den Gracilis-Schichten und sandige Dolomite an der Basis der Brachiopodenkalke im Bärental sowie plattige, hellgraue Kalke im oberen Brachiopodenkalk am Tiaun und am Piz Linard, machen eine weiträumige Verdoppelung zwischen Fuorn- und S-charl-Fm. überflüssig (vgl. Kap. Landwasser).⁴⁾

4) Wird eine Verdoppelung des Brachiopodenkalkes zwischen Kummertäli und Wiesen angenommen, so müssen vor allem im SW jüngere Schichtpakete verdoppelt vorliegen (Vallatscha, Prosanto, Altein). An folgenden Orten würden wir eine Verdoppelung des Karbonatstockwerkes erwarten, können diese aber nicht beobachten (Fig. 10). Valbella-Furka (178'900/772'600/2560). Heinisch-Alp, Trienta (177'160/773'750/1830; Fig. 49.). Torra (173'900/773'000/1300; Abbildung im Geologischen Führer der Schweiz, Nr. 37; Fig. 11: Blockdiagramm). Die "alte SW-Verschuppung" schafft nur lokal und unvollständig Verdoppelungen im Niveau des Brachiopodenkalkes. Wie die Profile (Fig.) zeigen, können im Niveau der Gracilis-Schichten bereits knollige Kalke, und an der Basis der Brachiopodenkalke noch Sande auftreten. (vgl. Kap. Tektonische Gleithorizonte)

2) Als Folgen der NW-Schübe sieht Leupold "die ganz seltsame Gestalt der Strehl-Depression, das Abschneiden des Depressionsgrundes durch die Landwasser-Scherfläche und das daherige Fehlen der älteren Schichten am Altein-Pass. Die Depression wird dadurch in den höheren Schichten bedeutend akzentuierter als an der Strukturoberfläche der Kummerhubel-Musch-Platte." Diese Schichtlücke kam nach unserer Meinung durch Extension zustande.

3) Die Wiesener-Scherfläche, die Landwasser-Scherfläche und die "Abschiebungen" in der Muchetta können ebenfalls als Extensionsbrüche verstanden werden. Die Verbindung zu Pnez und damit südvergente Überschiebung lässt sich bei den geometrischen Verhältnissen in Pnez kaum bewerkstelligen.

Der Tektonische Ablauf:

Bereits ROTHPLETZ (1903) und STEINMANN (1908) wiesen darauf hin, dass Überschiebungsrichtungen oft nicht mit den Fallgeraden ihrer Flächen übereinstimmen. Jüngere Arbeiten, besonders jene, welche sich mit dem Ramping befassen (COWARD 1979, JONES 1982, u.a.) zeigen, dass eine "übergeordnete Kompressionsrichtung" lokale Überschiebungen in allen Himmelsrichtungen erzeugen kann. ("oblique-" und "sidal ramping", "back thrusting", Fig. 23)

Einzelne Elemente können daher im Verlaufe einer Überschiebungsgeschichte verschiedenen Beanspruchungs- und Deformations-Richtungen unterworfen werden. Oft wurden mehrere Phasen unterschieden, denen dasselbe Ereignis zugrunde liegt.

In "Der Bau der Alpen" (1924) stützt sich R. STAUB in seiner Beschreibung der Vorgänge in Mittelbünden auf die Arbeiten von EUGSTER (1923) und Leupold (1922). Staub erkannte, dass in der Silvretta-Decke eine ältere Tektonik transportiert wurde. Das gesamte "Ostalpine Land" wurde in corpore auf das penninische Vorland überschoben (STAUB 1917).

Nach neueren Daten kann angenommen werden, dass die interne Tektonik dieses "Ostalpinen Blockes" bereits in der Kreide angelegt wurde (vgl. THÖNI & FRANK 1979, OBERHAUSER 1983). Entlang der Überschiebungsflächen innerhalb des Ostalpins (Silvretta- auf Ela-Decke, Quaternals-Einheit über Ortler, Schliniglinie) könnten bereits im Turon Bewegungen stattgefunden haben, da nirgends jüngere Sedimente erhalten sind (FURRER 1985, MADER 1982, PÖTSCHKE 1983, CARON et al. 1982). Dagegen ist die Überschiebung des Ostalpins (inkl. seiner Unterlage, der Aroserzone) auf das Penninikum tertiären Alters. Die Flysche des Prättigau, der Lenzerheide, des Oberhalbsteins und des Unterengadiner Fensters sind von paleozänem bzw. eozänem Alter (NÄNNY 1946, OBERHAUSER 1983, SCHMID 1966, D. TRÜMPY 1916)

Wurde ein höheres tektonisches Element durch ein tieferes erfasst oder umgeben, so sprachen STAUB (1917, 1924) und LEUPOLD (1922) von sog. "Einwicklungen". Dabei handelt es sich meist um die Deformation einer Schubfläche durch eine spätere Faltung (z.B. Motta Palousa, Surava) oder eine spätere Überschiebung (z.B. Rothorn).

R. TRÜMPY stellte 1971 eine Phasenfolge für die Bewegungen in Mittelbünden auf welche nach neueren, bereits erwähnten Arbeiten leicht revidiert werden muss.

Folgende Beobachtungen erlauben eine relative Datierung struktureller Elemente:

1. Die generell SW-NE streichenden Falten in der Ducan-Synklinale und an der Nordseite der Muchetta werden durch die Deckengrenze zur Ela-Decke abgeschnitten. Ihre Anlage muss auf einen älteren Schub in NW Richtung zurückgeführt werden.
2. Die Trias-Jura-Grenzbänke in den Aroser Dolomiten (Culmet-Kalk) werden zwischen dem Aroser Rothorn und der Pizza Naira in eine Antiklinale mit flach nach ESE fallender Achse gefaltet. Diese Achse wird um eine jüngere in WNW-ESE-Richtung verfaultet (Guggernell-Sandhubel-Streichen, vgl. BAUMGARTNER 1974). E-W streichende Achsenrichtungen können in den Allgäu-Schichten im Westhang des Lenzerhorngipfels

festgestellt werden (untergeordnet auch am Schafläger).

3. Die Amselfluh-Valbellahorn-Platte, die Guggernell-Mulain-Platte und die Linard-Lenzerhorn-Stirn weisen Faltenachsen auf, die Richtung SSE fallen. Am Aroser Rothorn werden die Falten (2) durch diese Phase überprägt. Die Streckungslineationen im Verkehrtshorn des Lenzerhorns (Brachiopodenkalk in der Gipfelpartie) liegen subhorizontal in E-W-Richtung. In den ausgedünnten Allgäu-Schichten der Aroser Dolomiten, unmittelbar unter der Überschiebungsfläche weisen die Achsen von Kleinfalten ebenfalls in E-W-Richtung. (Sie wurden an dieser Stelle in die Transportrichtung rotiert.)

4. Am E-Ende der Ducan-Synklinale werden parasitäre Faltenachsen in Nähe der Ducan-Basis-Scherfläche gegen Norden ausgelenkt. Dieses Abdrehen, welches auch an anderen linearen Elementen beobachtet werden kann, wird auf eine sinistrale Relativbewegung an der Ducan-Basis-Scherfläche zurückgeführt.⁵⁾

5. Die Rotation der "Prosonchköpfe" (EUGSTER 1923) in der Val Striela und am Piz Prosonch deuten, wie auch die Verschleppung in der Val Tisch, auf eine Scherung entlang des Deckenrandes hin.

6. Flexurartige N-S verlaufende Störungen am Eingang der Val da las Nuorsas und im Albulatal werden einer jüngsten Verstellungsphase zugeordnet.

5) Die Striela-Synklinale ist nicht einfach zu erklären:

Ein NNW-Schub kann nicht einzig für ihre Entstehung verantwortlich gemacht werden. Folgende drei Einflüsse sind hauptsächlich wirksam :

1. Die Verfaltung zur Synklinale
2. Die Scherung entlang der Deckengrenze zur unter- und "nebenliegenden" Ela-Decke
3. Die Extensionsbrüche in Form von "low angle normal faults".

Sicher brachte der Extensionsbruch der Ducan-Basis die Striela-Synklinale nach E bis SE und damit weg von einer ursprünglich nahen Position am Deckenrand. Die Rotation der Achse aus dem Ducan-Streichen kann a) ursprünglich prä-Abschiebung durch Dextralverschiebungen an der Deckengrenze oder b) als Folge der Reibung der heute nördlichen Elemente der Striela-Synklinale an der Ducan-Basis-Scherfläche während Bewegungen an derselben erfolgt sein (vgl. Fig. 5). Eindeutiger in die Phase der sinistralen Verschiebungen der Deckengrenze zu stellen ist die Position der verkehrten Serie in der Val Tisch.

Kleine Synthese:

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse von LEUPOLD (1920), ARBENZ (1919), EUGSTER (1923), STAUB (1924), TRÜMPY R.(1974) und BAUMGARTNER (1974) können wir die Bewegungsphasen in Mittelbünden wie folgt zusammenfassen:

- A) Verfaltung der Sedimentauflage des Silvretta-Kristallins in Ducan-Richtung (E-W bis SE-NW-Richtung), Anlage der Landwasserfalten.
Anlage der Ducan-Synklinale. Anlage einer basalen Scherfläche der Silvretta mit ramping und flat und gleichzeitige Anlage der Landwasser-Falten.
- B) Divertikulation der Aroser Dolomiten und der Ela-Decke⁶⁾. Abschiebung der Aroser Dolomiten über das Rothorn-Kristallin.⁷⁾
- C) Überschiebung der Silvretta-Decke auf die Ela-Decke und Aroser-Dolomiten von E nach W auf einer Überschiebungsbahn, welche quer durch die internen Falten der Silvretta-Decke und schief durch die Jura- und Kreide-Sedimente der Ela-Decke schneidet.
Rotation der Achsen in Ducan und Lenzerhorn.
Verfaltung der Aroser Dolomiten in Guggernell-Richtung (FA:120/20).
Ausbildung der Pnez-Schuppe. Sinistrale Bewegung an der Ducan-Basis-Scherfläche und Rotation der Achsen an der Schrätta, im Prosonch und in der Val Tisch. Regionale Anchimetamorphose in der zentralen und östlichen Ela-Decke?
Überschiebung auf die Aroser Zone.?

- D) Verfallung in Ela-Richtung (E-W). Steilstellung des Deckenkontaktes Ela-Silvretta. Verengung der bestehenden Faltenradien (Ducan, Landwasser) und Extension entlang von "Lags" (Wiesen, Ducan-Basis-Scherfläche) Umbiegung der früheren Lags im Landwassertal. Platznahme der Chavagl-Schuppe auf der Urmina-Schuppe, Ausbildung der Lags in NW Richtung. Ausdehnung der Landwasser-Platte infolge der Überschiebung durch eine "Ultradecke".
- E) Überschiebung des "Ostalpinen Blocks" auf das Penninikum, letzte Bewegungen am Deckenkontakt Ela-Silvretta, Ausbildung der Engadinerlinie.
- F) Postalpine Bruchstufen in N-S-Richtung zwischen Sertigpass und Monstein, sowie am Sandhubel und in den Aroser Dolomiten.

A) dürfte in der Kreide stattgefunden haben ⁸⁾. B), C) und D) können zwischen Turon und Paleozän liegen. E) ist tertiären, F) quartären Alters.

⁶⁾ Die Fazies der Obertrias- und Lias-Sedimente der Ela-Decke entspricht nicht derjenigen der Aroser Dolomiten. Die mächtige Kössen-Fm. in den Aroser Dolomiten steht im Gegensatz zu einer geringmächtigen Abfolge in der Ela-Decke (FURRER 1981). Auch die Allgäu-Fm. ist in den beiden tektonischen Elementen recht verschieden ausgebildet (EBERLI 1985). Die Kössen-Fm. der Aroser Dolomiten kann gut mit der Sedimentabfolge im Ducan verglichen werden. Ela-Decke und Aroser Dolomiten lagen im ursprünglichen Sedimentationsraum nicht in Nachbarschaft.

⁷⁾ Das Rothorn-Kristallin samt Sedimentabfolge kann nicht mit dem Mederger-Flue-Kristallin verglichen werden. Das Rothorn trägt an seinem W-Hang eine normalstratigraphische Auflage (250 m), welche bis in die Raibler-Schichten reicht. Dem entgegen sind die Sedimente am Nordhang der Mederger Flue reduzierte Späne. Die Mederger Flue ist in die Nähe des Tschirpen und der Weissfluh zu stellen (Verkehrte Lage). Die der unterostalpinen Phase LEUPOLDS (1920) zugeschriebene Einwicklung des Rothorn-Kristallins existiert nicht. Die E-W streichenden Falten in den Aroser Dolomiten könnten mit deren Platznahme auf dem Rothorn-Kristallin im Zusammenhang stehen.

⁸⁾ Die Metamorphosealter im Kristallin der Oetztal-Decke (FRANK & THÖNI 1978) zeigt einen Wärmedom von Oberkreidealter. (Biotit- und Stilpnomelan-Neubildungen) In der Gegend des Jaggl (Cima Termine) wurden Prehnitsäume um Muskovit in einer Fraktion kleiner 8μ extrahiert und mit K/Ar datiert. Das Alter der Neubildungen beträgt 80-96 mio Jahre.

1.5. Die Profilkonstruktion

Die in Fig. 32 gezeigten Profile beruhen hauptsächlich auf Feldaufnahmen von EUGSTER (1923), LEUPOLD (1922), BRAUCHLI (1921), STRECKEISEN (1928), OUWEHAND (1982), BAYER (1976), GÜBELI (1978), BAUMGARTNER (1974), MARTIN (1978), ZAUGG (1986), ROHRBACH (1977), BOLLINGER (1981), WINTERHALDER (1966), EBERLE (1983) und eigenen Untersuchungen.

Die Extrapolationen in die Tiefe beruhen auf dem im Feld (und z.T. im Dünnschliff) gewonnenen Bild des Deformationsmodus.

Die Dichte der Profillage ist der extremen Azyklindrizität der kleineren Strukturen sowie der generell schiefen Lage von Scherflächen und Faltenachsebenen angepasst. Die Profilrichtung ist konstant gewählt. Ein "Normal-Profil" müsste von Scherfläche zu Scherfläche die Neigung und Himmelsrichtung wechseln. In der Rekonstruktion wurde dieser Aufwand nicht als sinnvoll erachtet. Hingegen wurden Winkelkorrekturen im Falle schiefer Schnitte nach bestem Wissen ausgeführt.

Palinspastik in einem Gebiet mit derart azyklindrischen Strukturen ausführen zu wollen, mag auf den ersten Blick aussichtslos erscheinen. Wir haben versucht, mit einigermassen vernünftig gewählten Ansätzen entlang von 28 Profilen die Silvretta-Decke abzuwickeln und kommen dabei auf eine ursprüngliche Gliederung, welche in sich nicht widersprüchlich scheint.

Natürlich steht im Hintergrund auch die Vorstellung der faziellen Ausbildung im flachmarinen lagunären Milieu. Die Abwicklung beruht aber vollumfänglich auf tektonischen Kriterien. Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, falls fazielle Unterschiede zur Bestimmung einer Verschiebungsrichtung oder eines Versetzungsbetrages beigezogen werden. (vgl. Kap. Freiheitsgrade)

Der Massenhaushalt

Dank der eng gelegten Profile kann vermieden werden, dass wesentliche An- oder Abreicherungen von Sedimentpaketen zu Fehlinterpretationen führen. Massive Ausquetschungen entlang von Extensionsbrüchen und Deportation ganzer Sedimentpakete in den heute erodierten, externen Bereich wurde aufgrund fazieller Argumente zugunsten einer "Minimallösung" ausgeschlossen. Die heute vorhandenen Schollen und Schuppen sind mehr oder weniger kohärente Deckenteile.

Die Abwicklungsbasis

Die erosive Begrenzung der Silvretta-Decke gegen NW, W und SW wirft Probleme auf. Nur wenige Kontakte zum Kristallin sind rein stratigraphisch. Als "pin line" wurde im Falle der Landwasser-Trias die Stirn der Lenzerhorn-Umbiegung gewählt. Die stratigraphische Auflage im E des Kummertäli wurde als autochthon auf den Silvretta-Kristallin sitzend angenommen.

Für die Ducan-Synklinale wurde die "neutrale Phase" innerhalb des Verkehrtchenkels mit stratigraphischem Kontakt zur kristallinen Basis als pin line angenommen. Konstruktionsmässig entspricht das einer auf Kote 2500 m fixierten horizontalen Ebene im rechten Talhang der Val Tuors und Ravaisch. Die Verkehrtserie des Piz Darlux wurde als ebenfalls wenig verscherte Auflage der kristallinen Gipfelkappe angesehen.

Vorgehen bei der Abwicklung

Jüngste, steile Brüche im Landwassertal in NW-SE über NS bis NE-SW-Richtung müssen als erstes rückgängig gemacht werden. Die S-Flügel werden in relativer Bewegung gehoben, ebenso die östlichen Elemente. (vgl. Fig. 3 u. 5).

Die mehr oder weniger eben durchschlagenden "low angle normal faults" wurden in einem ersten Schritt rückgängig bewegt. Dabei geraten die Ducan-Sedimente vertikal über die Muchetta und die verkehrte Serie Val Tisch über den Cuolm da Latsch. Im Landwassertal fährt der Muchetta-Gipfel in mehreren Stufen nach NW. Ebenso die Gipfelschuppen am Lenzerhorn und im Strehl-Amselfluhgebiet.

In der Zügenschlucht kann aber nur eine erste Generation von Extensionsbrüchen rückgängig bewegt werden. Eine zweite muss erst zurechtgebogen werden, um Verschiebungen aufnehmen zu können.

Generell können je zwei Stufen von Verfaltung und Ueberschiebung unterschieden werden. Eine erste Anlage von Falten wird durch frühe "low angle normal faults" versetzt, welche durch eine zweite Falten-Generation verbogen werden (Zügenschlucht). Durch dieses Gefüge schlagen regional gut sichtbare, mehr oder weniger horizontal liegende "low angle normal faults" (zweite Generation).

Die Streckung

Die Falten der Muchetta und des Ducan wurden kurvimetrisch ausgemessen, nachdem ihre Normalschenkel auf eine durchschnittliche Mächtigkeit rekonstruiert wurden. Das Niveau des Trochitendolomites, die Basis der oberen S-charl- Kalke und der Alteindolomit erwiesen sich dabei als besonders geeignet, da ihre stratigraphische Mächtigkeiten relativ konstant bleiben.

Verkehrt gelagerten Serien

Die verkehrt gelagerten Serien am W-Rand erfordern besondere Konstruktionen.

a) Die Val Tisch: Die Annahme, die Ducan-Synklinale habe sich ursprünglich nach SW weiter fortgesetzt, führt zur Rotation des verkehrten Schenkels von Val Tisch um die Synklinalachse, wie sie aus dem mittleren Abschnitt des Ducan ermittelt wurde ($FA = 220/10$). Es wird ersichtlich, dass die Serien der Val Tisch und diejenigen der Muchetta sich überdecken würden, falls man systematisch die Minimal-Lösung für den ursprünglichen Abstand Ducan-Muchetta annimmt. Der sinistrale Schersinn an der Deckenbasis kann so in seinem minimalen Betrag abgeschätzt werden und muss vor der Streckung der Synklinale rückgängig gemacht werden. Durch die Zunahme des Schergradienten in Näherung zum Deckenkontakt wird auch die präexistente Synklinale weiter ausgedünnt und verengt.

b) Die Lenzerhorn-Gipfelschuppe:

Die Achsen für die Antiklinalstirn am Lenzerhorn wurden nach Kartierungen von MARTIN (1978), BRAUCHLI (1921) und eigenen Beobachtungen konstruktiv ermittelt. Sie liefern für jedes stratigraphische Niveau einen andern Wert:

So scheint die Umbiegung der "detritischen Basis" WSW-ENE, diejenigen der Vallatscha-Fm. jedoch NNW-SSE zu streichen. Die Rotation in horizontal normale Lage ergibt in diesem Fall aber einen unförmigen Fächer, wie er sich mechanisch kaum gebildet haben kann, es sei denn, die Lenzerhorn-Stirn wurde nach ihrer Anlage entlang dem Deckenkontakt zur Ela-Decke nach E verschert (vgl. Ducan-Synklinale in der Val Tisch).

Das Minimalprinzip:

Stossen Sedimente in den Himmel aus und sollen in einer Rekonstruktion dort durch einen Extensionsbruch gekappt werden (vergl. Profile 7 - 15 im Nordhang der Muchetta), so wählten wir für den unbekanntem Verlauf der erodierten Schichten eine möglichst sinnvolle Extrapolation mit minimaler Schichtlänge. Dieses Prinzip kann zu Fehlern führen, ist aber leicht verständlich und reproduzierbar.

Ein Extensionsbruch wurde jeweils so weit rückgängig bewegt, bis die Schichtlage der unterliegenden Sedimenthülle fließend in die Strukturen des bewegten Sedimentstapels übergeführt werden konnten. Dabei ergaben sich keine offensichtlichen faziellen Widersprüche.

Weitere Fixpunkte mussten angenommen werden, weil die Verschiebungsbeträge entlang der Zügen--Scherflächen (Wiesener--Scherfläche und Landwasser--Scherfläche), und die Zusammenhänge zwischen der Chavagl-Schuppe und der Mulain-Piz-Mosch-Schuppe, sowie der Schmittener-Schuppe unklar sind (quartäre Überdeckung im unteren Landwassertal).

Über die obere Zügenschlucht hinweg sind die Versetzungsbeträge entlang der Landwasser--Scherfläche minimalisiert worden. Wir betrachten dabei die Störungen am Silberberg als lokale Verschuppungen, welchen nicht die Bedeutung einer weitläufigen Überschiebungsfäche zukommt (etwa eine Kristallinschuppe auf Sedimenten schwimmend zwischen Pnez und Glaris). Die stratigraphischen Kontakte zur Kristallinoberfläche sind am E-Rand der Sedimentauflage gegeben. Die Koordinaten des Pkt. 2789, nördlich des Sertigpasses und jene des Schwarzhorns nordöstlich des Kummertales (Fig. 29) sind durch eine minimale Abwicklung bestimmt.

Vergleich der einzelnen gestreckten Profile

Erstaunlicherweise sind die Extensionen über die verschiedenen Profile praktisch konstant und betragen ca. 1,25. Mit anderen Worten; der Sedimentationsraum der Landwassertrias und des Ducan umfasste vor der alpinen Deformation in NW-SE Richtung eine Ausdehnung, die etwas kleiner war als die heutige Distanz zwischen der Lenzerheide und dem Sertigpass.

Die einzelnen Schollen oder Schuppen wurden in gestrecktem Zustand umgelegt, so dass die Sedimentabfolge sich möglichst lückenlos zusammenfügt und nirgends verdoppelt wird. Im

Bereich von Überschiebungen mussten die Schuppen getrennt werden (Pnez, Schwarzhorn, Amselflue). Dies erforderte, unter Annahme möglichst einfacher Verhältnisse im Untergrund des unteren Landwassertales eine Rotation der Landwasser-Trias bezüglich der Muchetta-Ducan-Teildecke.

Fig. 27 Beispiel der Abwicklung am Ausschnitt aus Profil Nr. 21

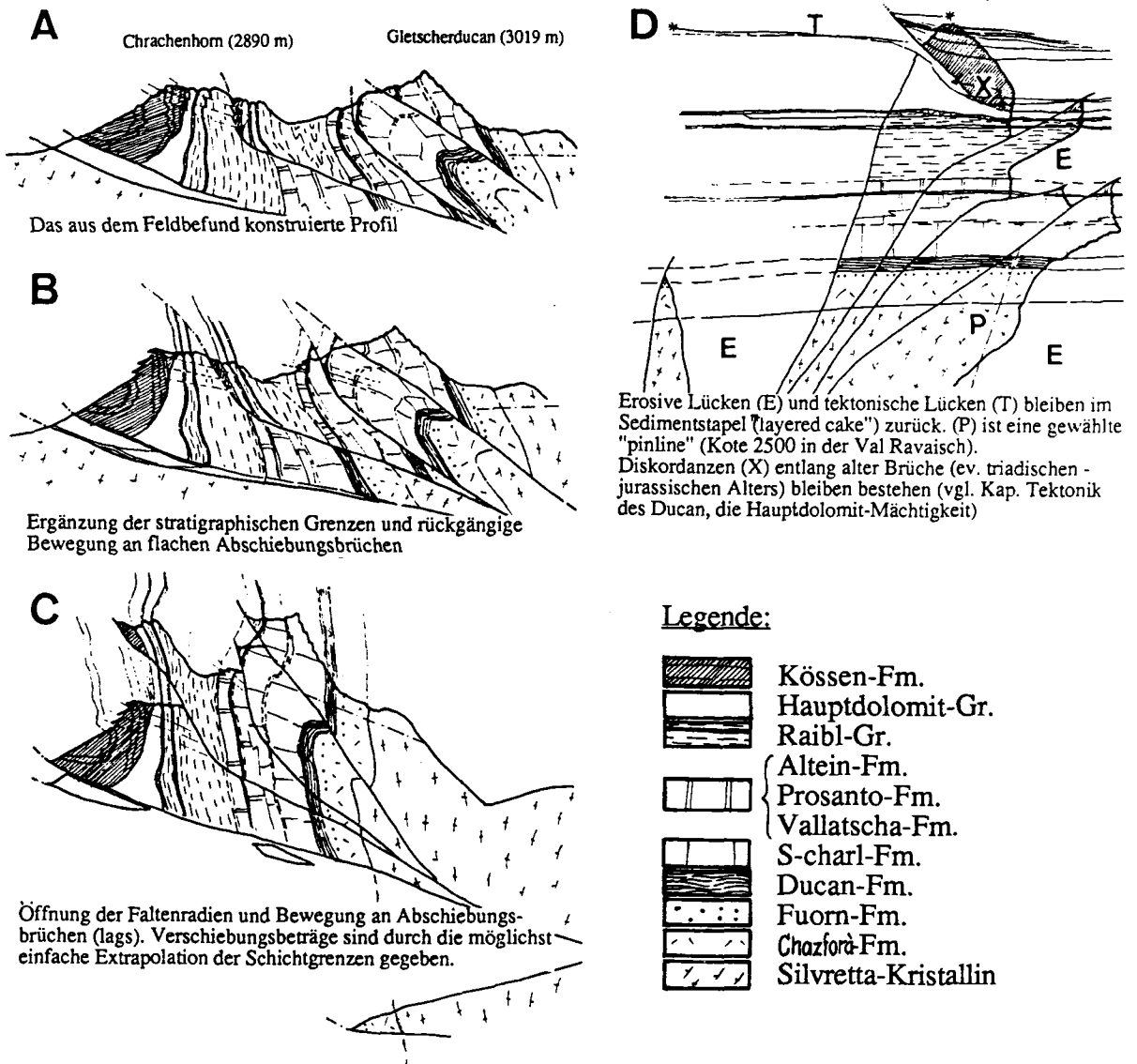
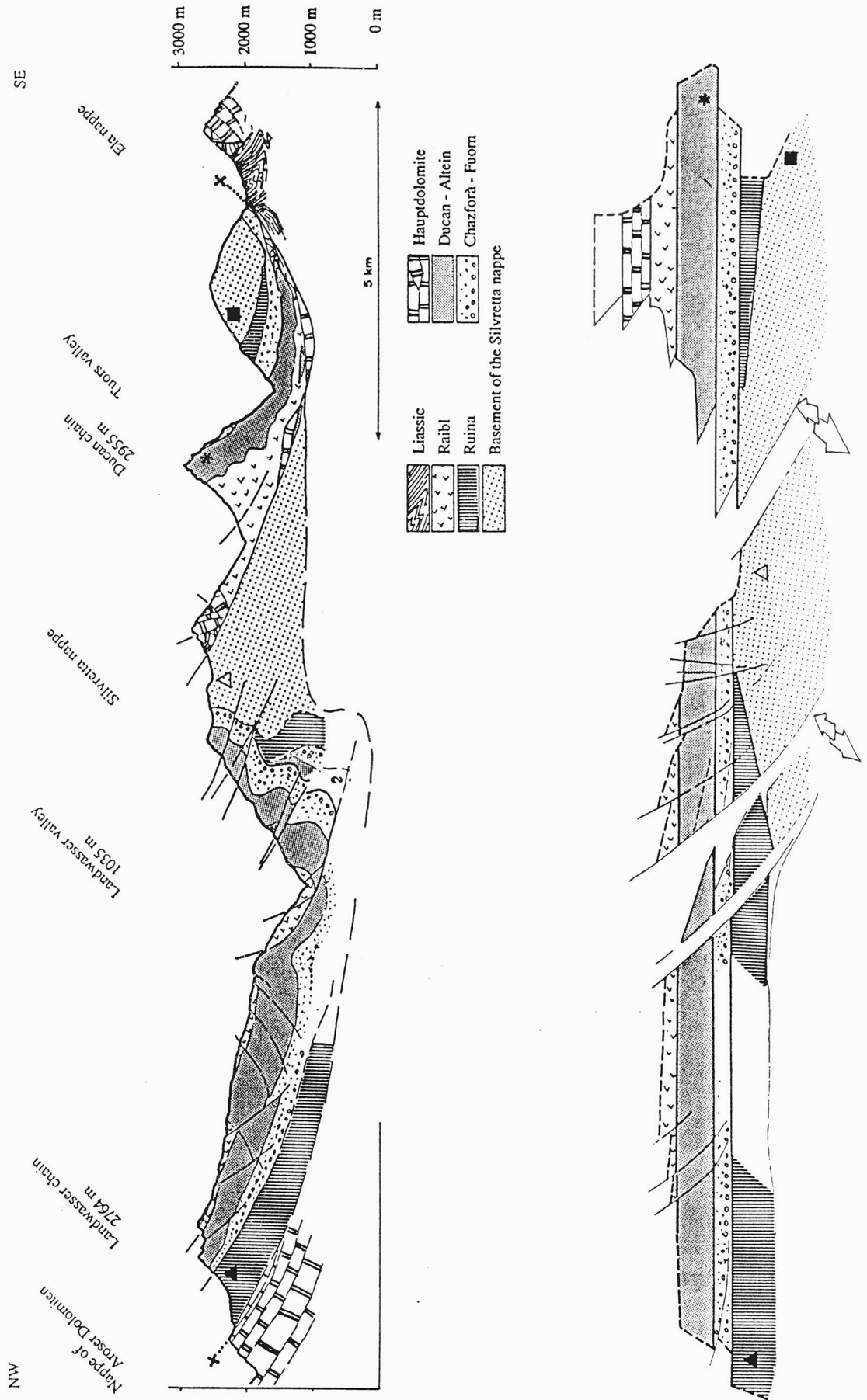


Fig. 28 Schematisches Profil durch die westliche Silvretta-Decke.
 In der Abwicklung (nach Fig. 8) werden laterale Verschiebungen
 an Lags nicht berücksichtigt. (BZ)



1.6. Relativbewegungen:

Am Abwicklungsvorgang werden folgende Bewegungen deutlich:

(Karte, Fig. 29)

1. Die Ducankette nähert sich durch die Abwicklung den Landwassersedimenten und bleibt von diesen nur durch eine unterschiedlich weite Erosionslücke getrennt:
Am Muchetta Gipfel beträgt die Distanz ca. 300 m, im Monsteiner Querschnitt fast 3 km, und am E-Rand des Ducan (möglicherweise) nur 1 km.
2. Die Abwicklung der Profile in SE-NW Richtung vermag mit einiger Sicherheit nur im Bereiche der Muchetta-Ducan-Teildecke die ursprünglichen Positionen zu beschreiben. (vgl. 3.)
3. In der Landwasser-Trias bleiben Lücken entlang der Wiesener- und Landwasser-Scherfläche in ENE-WSW-Richtung bestehen. Diese Lücken können systematisch mit den westlich unter den Abschiebungen gelegenen Sedimenten gefüllt werden. Dies bedeutet, dass die gewählte Profilrichtung schief zur extensiven Hauptkomponente gewählt wurde. Die Abwicklung entlang der Profile in ENE-WSW-Richtung (Fig. 10), führt zu stärkerer Verkürzung der externen Bereiche der Silvretta-Trias in der Landwasserkette.
4. Entlang des Ducan N-Randes wird das Kristallin von Latsch-Monstein nach E verschoben.
5. Die Verdoppelung der Sedimente im Albulatal auf der Höhe von Pnez-Urmina wird (unter Voraussetzung der minimalen Dislokation an der Landwasser--Scherfläche im Silberberg) in EW-Extension gelöst und führt zu einer Verdrehung der Urmina-Chavagl-Schuppen bezüglich der Muchetta. Der Pol der Bewegung liegt in Filisur (Karte 2D und Fig. 29).
6. Die selbständige Bewegung von Urmina-Chavagl einerseits und der Piz Mosch-Mulain-Schuppe andererseits, führt zu Lateralverschiebungen (von geringen Beträgen) im unteren Landwassertal. (Fig. 29)
7. Die verkehrte Serie der Val Tisch kommt unter Rückscherung am Deckenkontakt und Umklappung um die Faltenachse des Ducan in eine Position zwischen Ducan und Urmina-Bellaluna.

Rotationen:

Aus der Abwicklung der externen Landwassersedimente in SW-NE-Richtung werden Extensionsbeträge bis zu 130% ersichtlich. Diese Extension kann an den unteren Talhängen (auf der Höhe von Alvaneu) nicht festgestellt werden. Die Rotation der Faltenachsen der Stirnmbiegung im S-W des Lenzerhorns weisen auf eine sinistrale Scherung parallel zum Deckenkontakt mit der Ela-Decke. Einzelne Sedimentschollen der Landwasser-Trias (Urmina - Chavagl, Tiaun - Guggernell - Sandhubel, Lenzerhorn - Altein, Strehl - Amselflue) wurden möglicherweise im Gegenuhrzeigersinn rotiert. Der Rotationspol läge dabei in der Gegend von Schmitten. (Fig. 29)

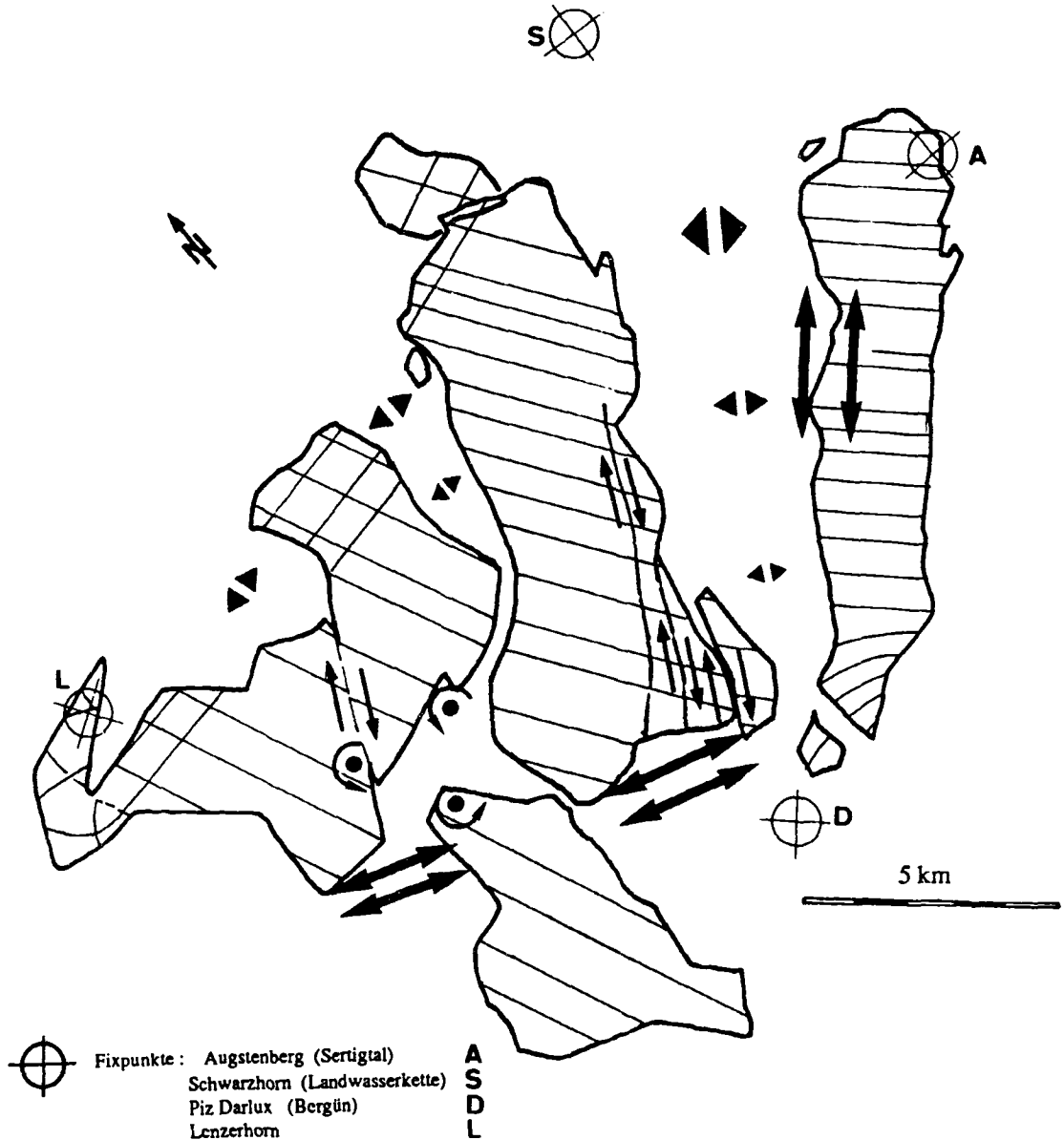
Freiheitsgrade

1) Die Ducan-Basis-Scherfläche:

Die Versetzung an der Ducan-Basis-Scherfläche kann nicht klar definiert werden. Letzte Bewegungen setzten die Sedimente bezüglich des Kristallins von Monstein nach Osten sowie nach unten. Es ist nicht auszuschliessen, dass sie ursprünglich bezüglich der Muchetta weiter im NE lagen. Fazielle Argumente sprechen einerseits für eine Lage im Westen (Ravaisch-Rauhacke), andererseits für die Nähe zum Strehlgipfel der Landwasserkette und der Amselflue (Prosanto-Fazies und Obere S-charl-Fm).

2) Die Position von Urmina- und Chavagl-Schuppe ist in E-W Richtung schlecht zu definieren. Die von einander kaum tief getrennten Schuppen können weiter im Westen

Fig. 29: Abgewickeltes stratigraphisches Niveau am Beispiel der Grenze Brachiopodenkalk - Trochitendolomit.
◄► Unterschiedlich starke Extension führt zu Rotationen
● Mögliche Rotationspole
⇌ Entlang grosser Scherflächen sind die Verschiebungsbeträge nicht eindeutig festgelegt.
(vgl. Kap. Die Profilkonstruktion, Freiheitsgrade)



gelegen haben. Eine nahe Stellung zur Pnez-Schuppe ist ebensogut möglich.

3) Die Muchetta-Falten mit dem Latscher-Kristallin sind von den Landwasser-Sedimenten durch div. Scherflächen getrennt. Diese Flächen können eine geringe sinistrale Verschiebungskomponente enthalten.

Folgerung in Bezug auf die Relativbewegungen in der Silvretta-Trias (Fig. 29)

1. Die Ducan-Synklinale stand ursprünglich in unmittelbarer Nähe der südöstlichen Landwasser-Sedimente.
2. Die Bellaluna-Dazite und ihre detritischen Aequivalente in der oberen Val Plazbi und Val Tisch lagen benachbart.
3. Die von der kristallinen Basis der Silvretta-Decke getrennten Elemente wurden in drei Blöcken einer Rotation im Gegenuhrzeigersinn unterworfen (max- 20° im Falle der Urmina-Chavagl-Schuppen).
4. Die Konfiguration der einzelnen erhaltenen Elemente der Silvretta-Trias blieb über die alpine Deformation hinweg etwa gleich. Das Kartenbild der abgewickelten Trias unterscheidet sich prinzipiell nicht von der heutigen Verbreitung.

Fig. 30: Die Verbreitung der einzelnen Formationen in der palinspastischen Karte

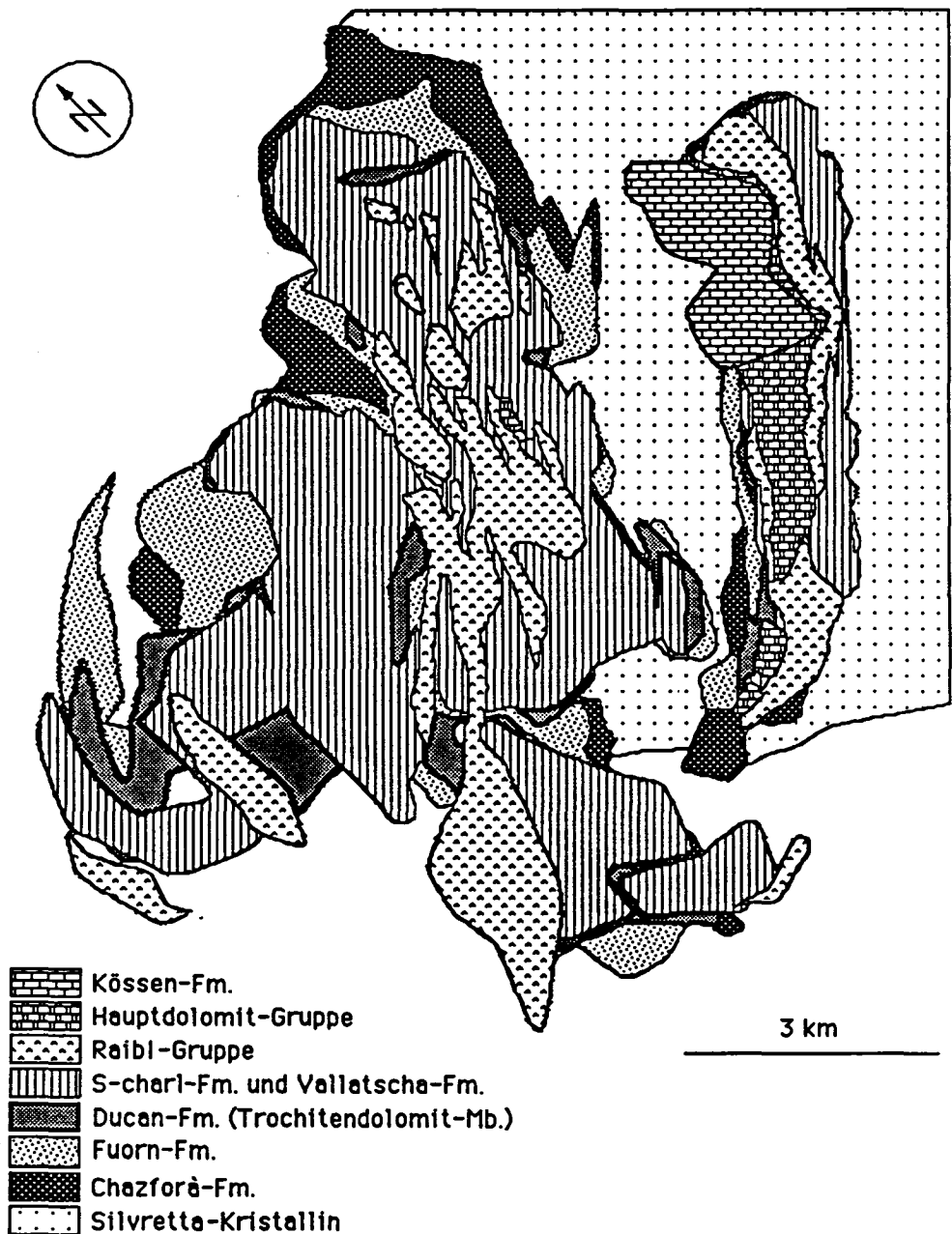


Fig. 31: Tektonische Profile durch den Westrand der Silvretta-Decke:

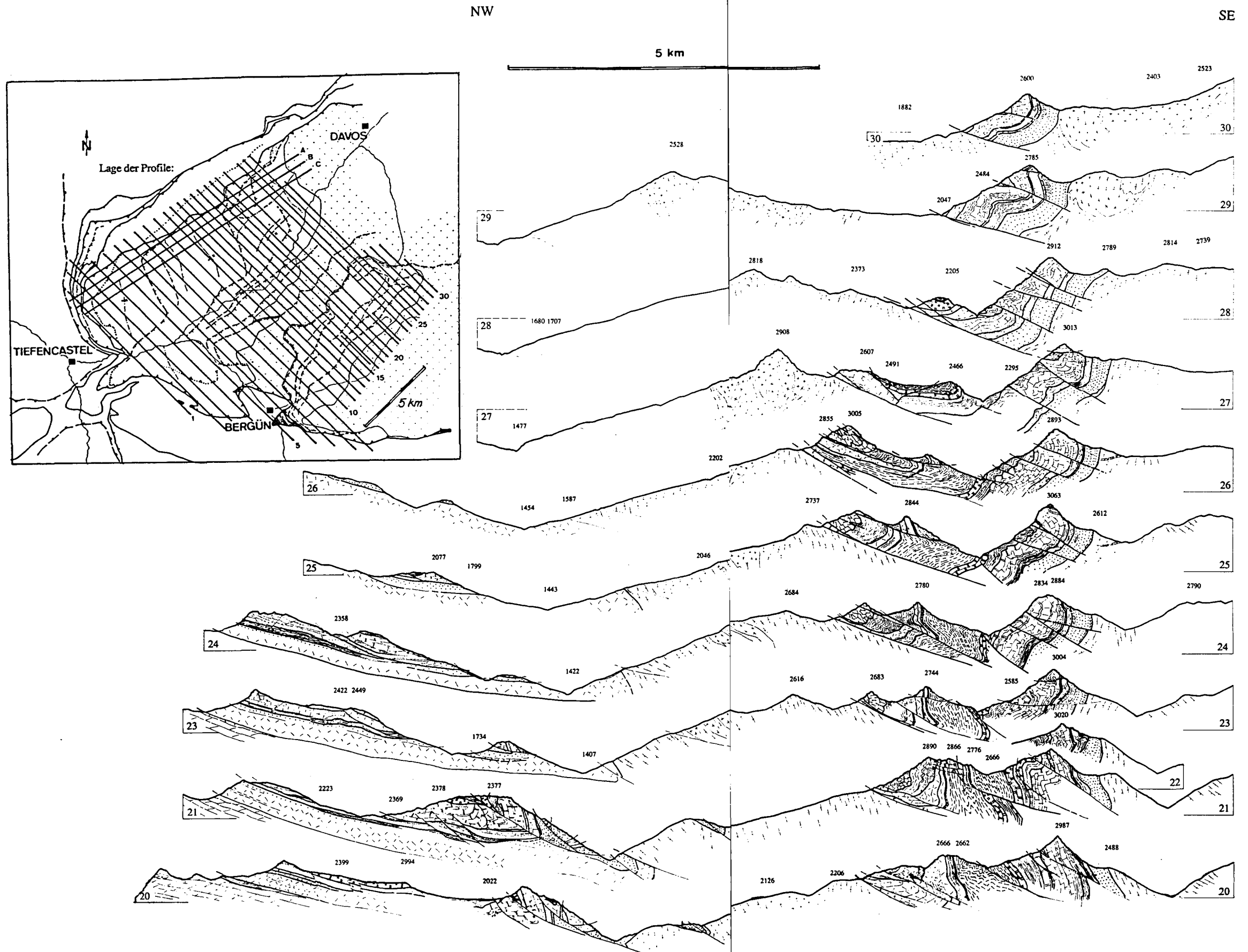


Fig. 32: Tektonische Profile durch den Westrand der Silvretta-Decke:

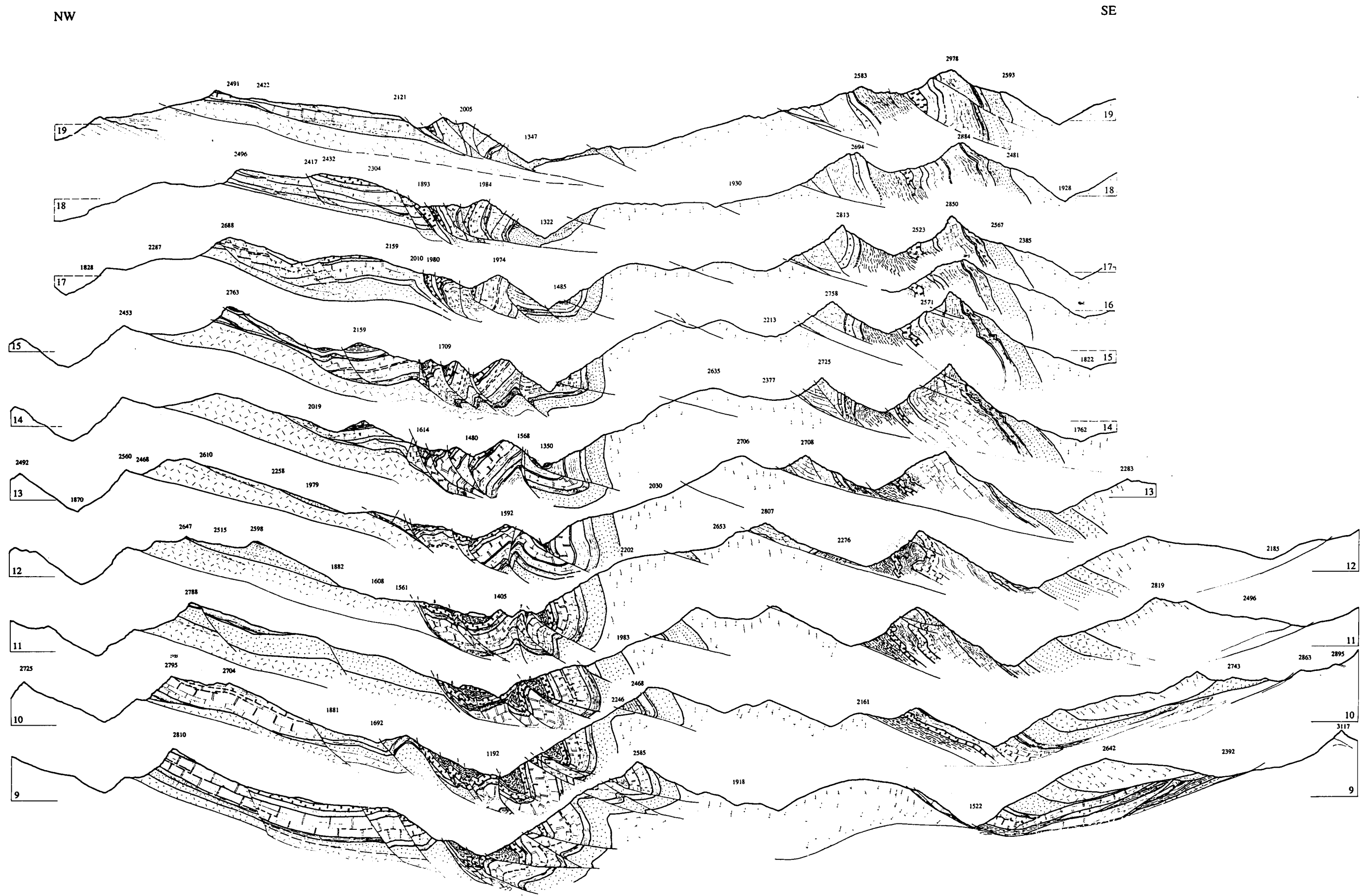
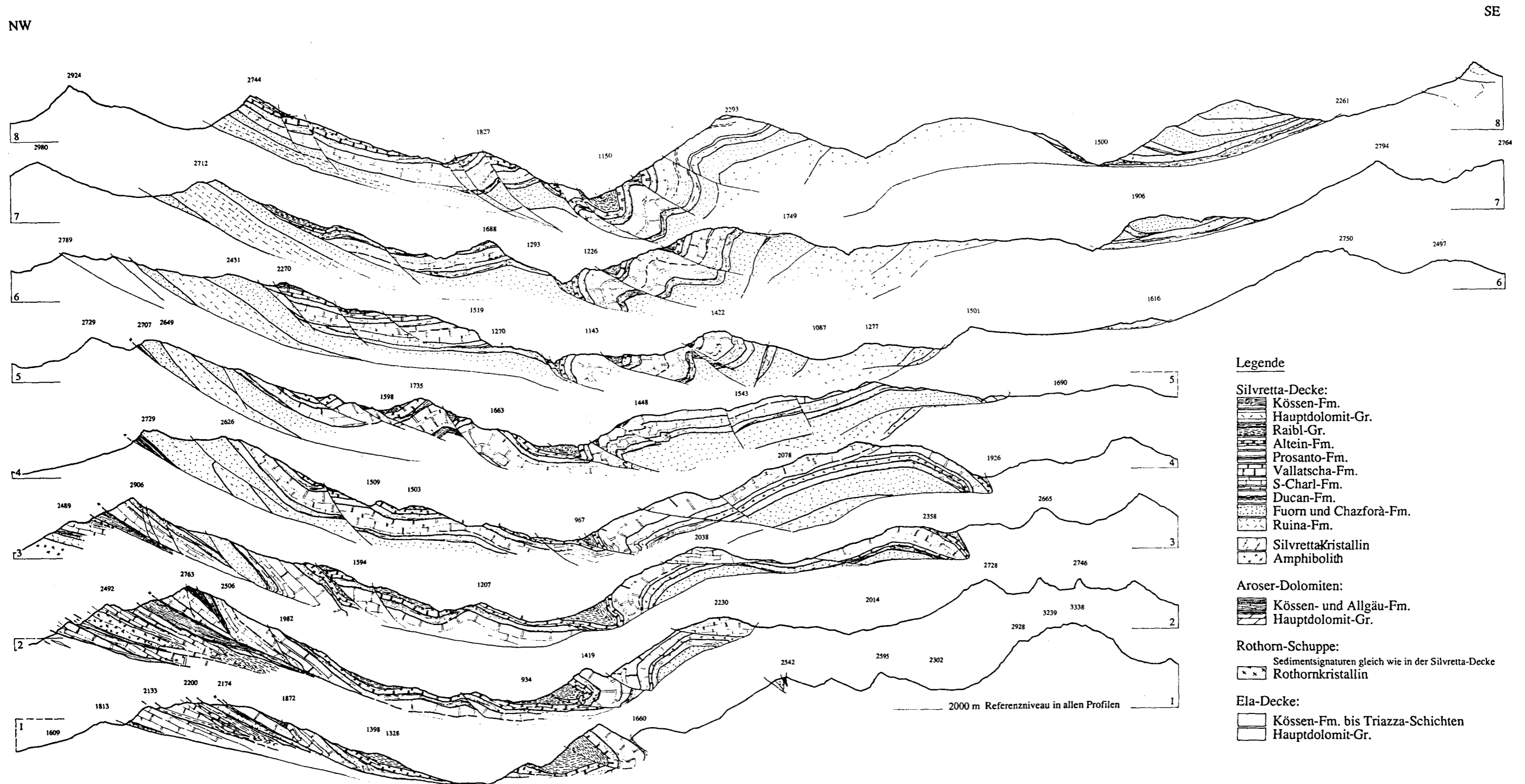


Fig. 33: Tektonische Profile durch den Westrand der Silvretta-Decke:



SW

NE

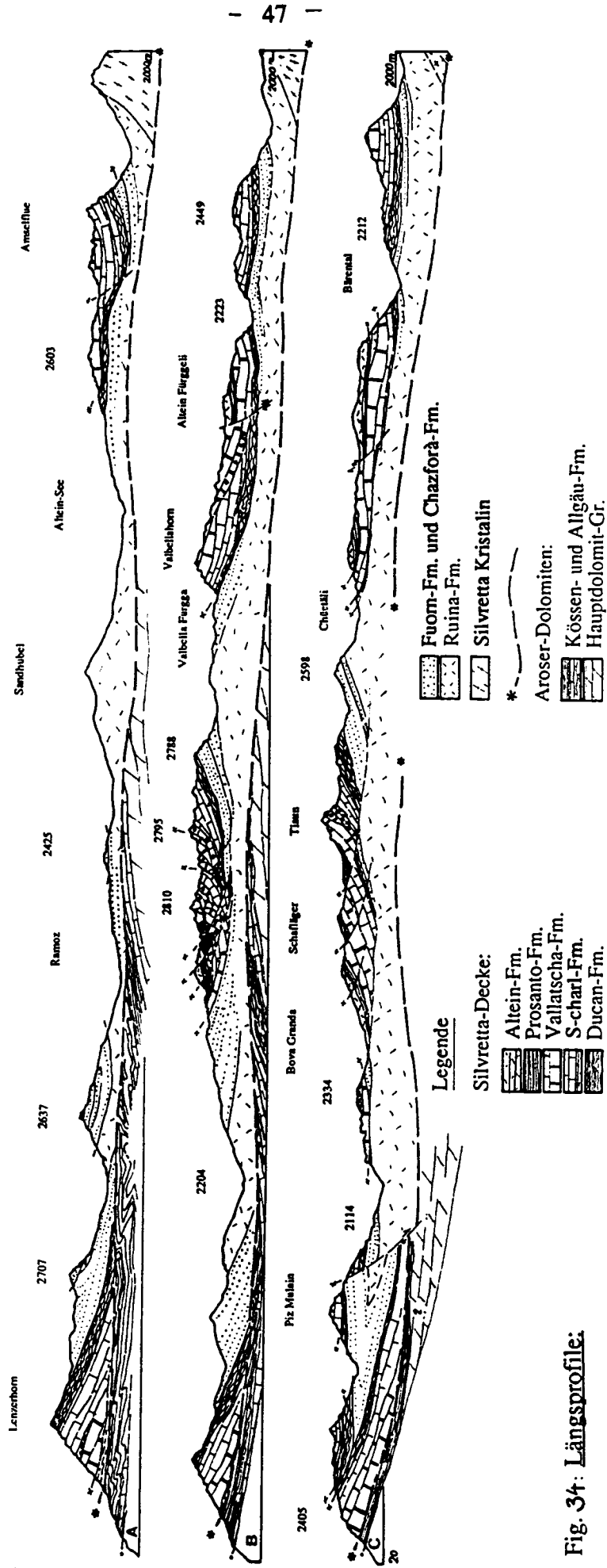


Fig. 34: Längsprofil:

Tab. 1. Zusammenstellung und Korrelation der verwendeten Formationsbezeichnungen:
 Details sind in den Beschreibungen der einzelnen Formationen unter Synonyma zu finden.

Mittelbünden (Ducan/Landwasser)		Untere Engadiner-Dolomiten	
EUGSTER/LEUPOLD (1922/1923)	EICHENBERGER/FRANK (1986)	DÖSSEGER et al. (1982)	
Rhät Lithodendrenkalke	Kössen-Fm.	Kössen-Fm.	
Hauptdolomit	Hauptdolomit-Gr.	Hauptdolomit-Gr.	
Raibler-Obercarnische Schichten Dolomite	Raibl-Gr. { Fanez-Fm. Mingèr-Fm.	Raibler-Fm. { Mingèr-Sch. Parai Alba-Dol.	
Altein-Dol.	Buffalora-Gr.	Altein-Fm.	
Prosanto-Sch.		Prosanto-Fm.	
Arlbergdolomit		Vallatscha-Fm.	Vallatscha-Fm.
Mittelladin-Gruppe		<i>Tiaunbrekzie</i>	
Arlbergkalk		S-charl-Fm.	S-charl-Fm. Turettas-Fm.
Mittlere Rauhwacke		<i>Ravais-ch-Rauhwacke</i>	
Recoaro-Trochitendol. kalk Brachiopodenk. Gracilisdol.		Ducan-Fm.	Follerkopf-Fm. Punt la Drossa-Schichten
Werfener-Schichten	Münstertaler-Gr.	Fuorn-Fm.	Fuorn-Fm.
Buntsandstein		<i>Tuorssand</i>	
Verrucano		Chazforà-Fm.	Chazforà-Fm.
Basiskonglomerat		Ruina-Fm.	Ruina-Fm.
Kristallin		Kristallin	

Fig. 35: Schematische Verbreitung der Formationen in Mittelbünden

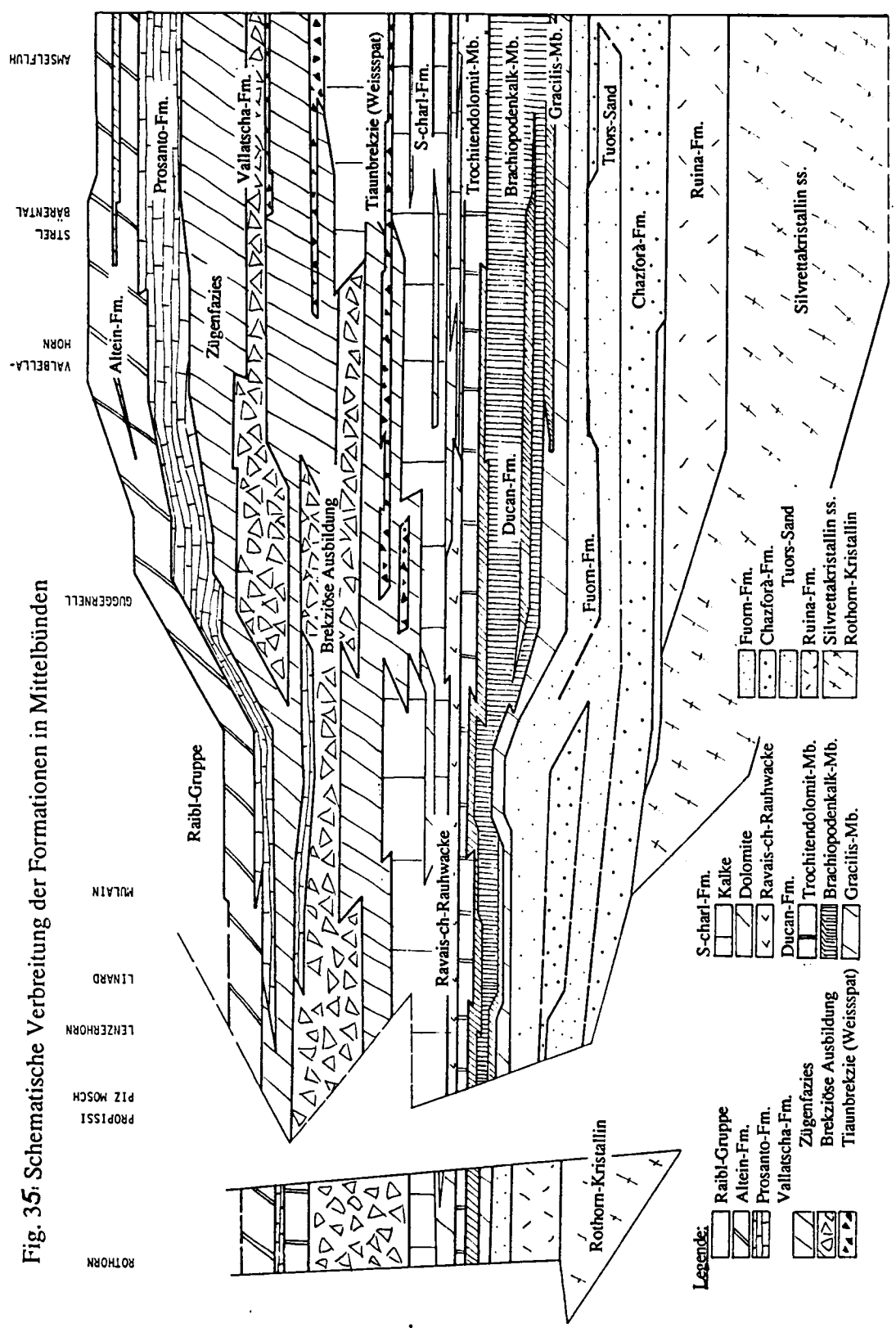
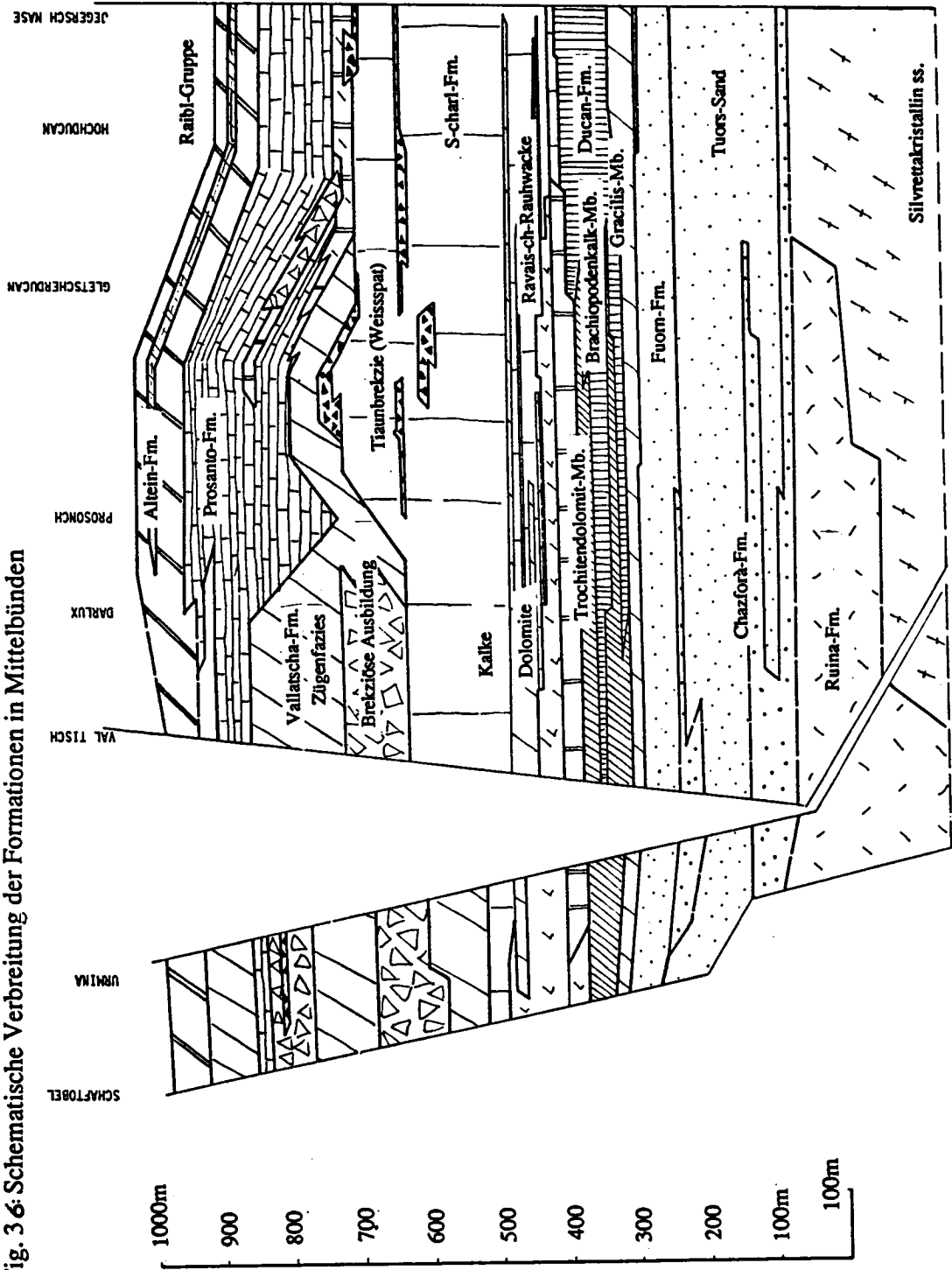


Fig. 3 & 6: Schematische Verbreitung der Formationen in Mittelbünden



Leer - Vide - Empty

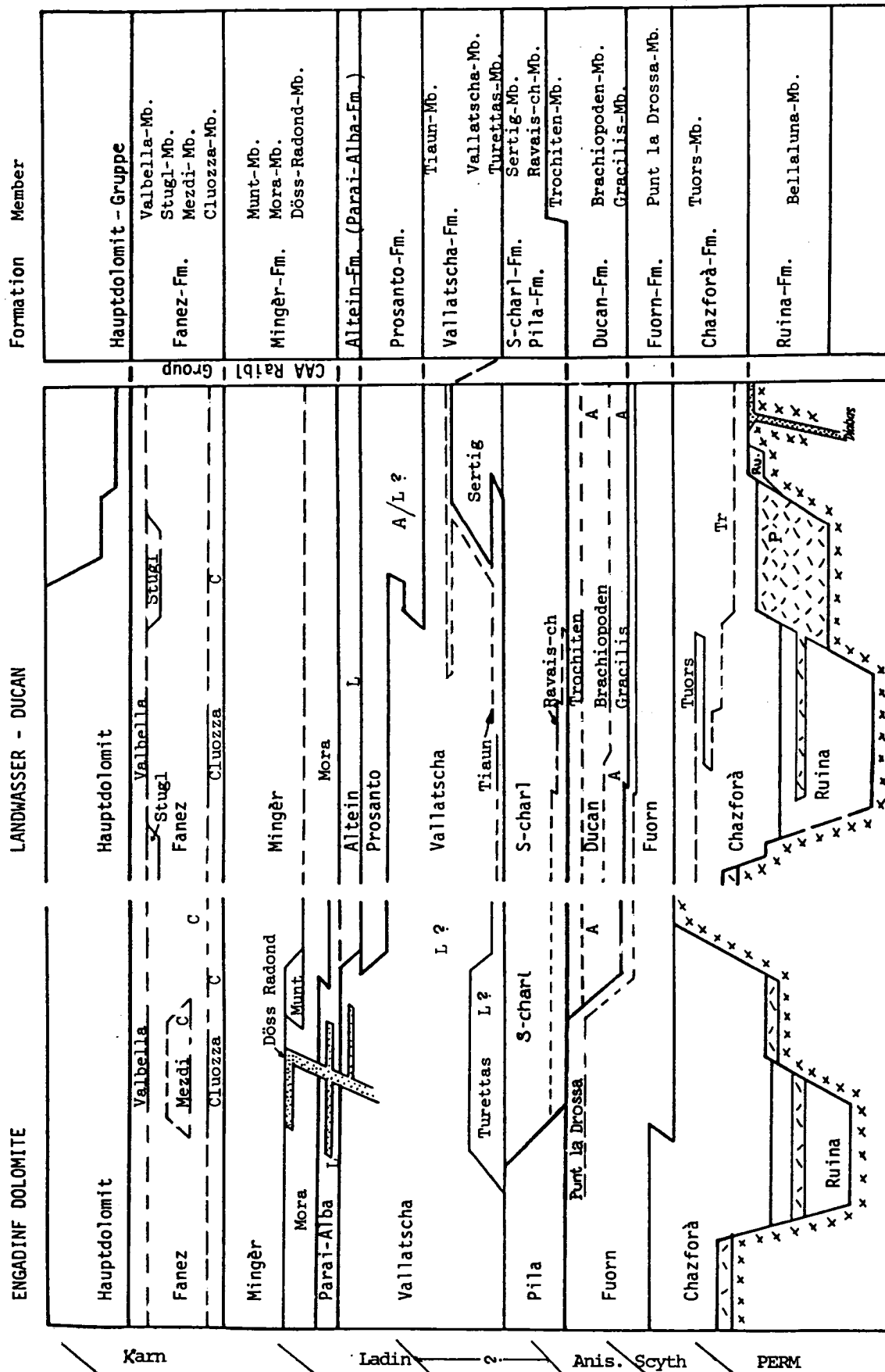


Fig. 37 Lithostratigraphische Einheiten der prä-norischen Sedimente des Zentral-Ostalpins. in Graubünden.

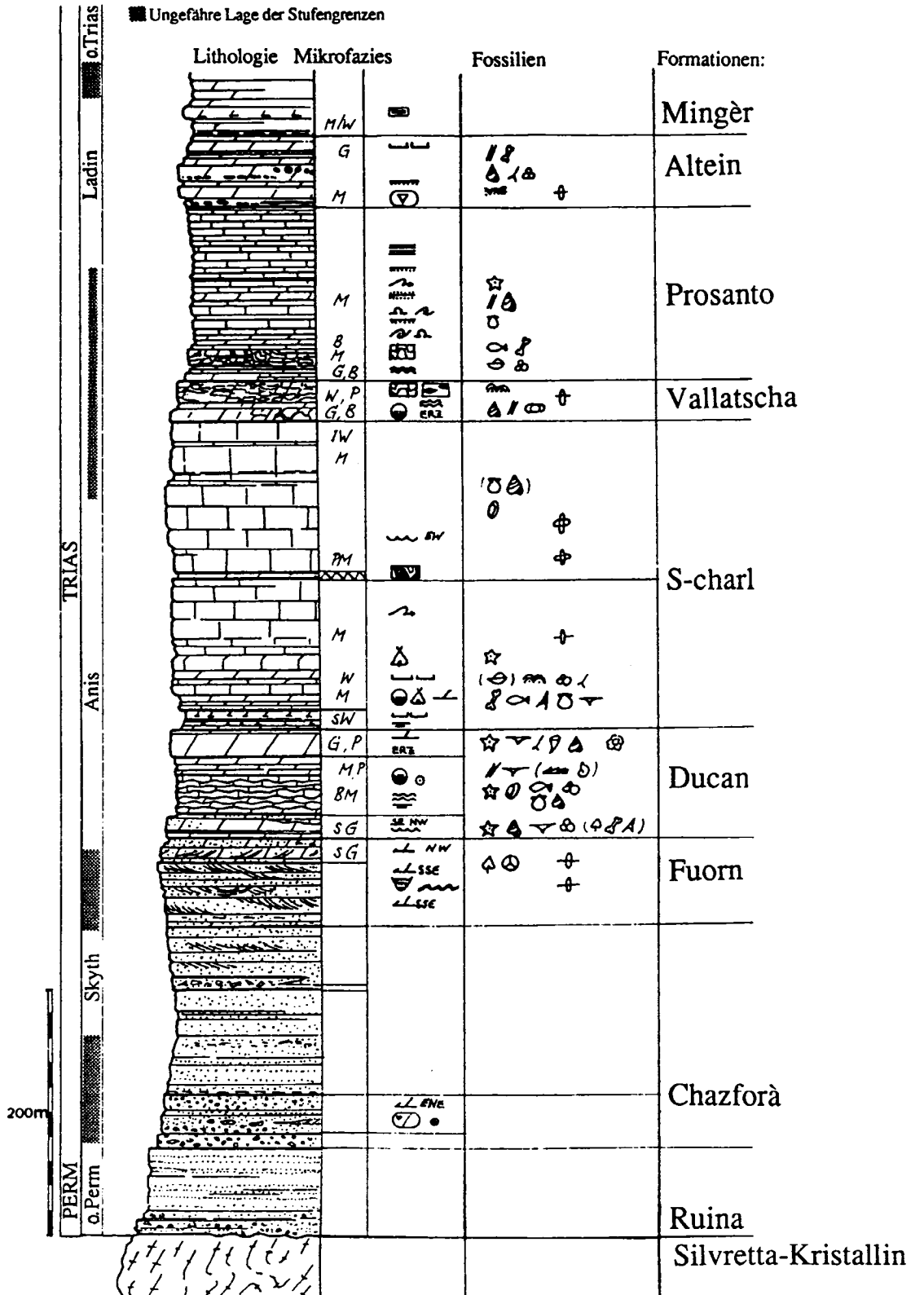
Tr: Trias
P: Perm

L: Ladin
A: Anis

C: Karn

Leer - Vide - Empty

















Fig. 38 Stratigraphisches Sammelprofil in der Ducankette




























Legende der verwendeten Symbole

Abweichungen von SWANSON [1981] und der Legende der SHELL International Petroleum Maatschapij [1976] sind mit * markiert.

































Lithologie

	Kalk		Gips
	tonhaltiger Kalk		Pietra verde, Tuffite
	dolomitischer Kalk		Silt-Ton
	kalkiger Dolomit		Sandstein
	tonhaltiger Dolomit		Arkose
	Dolomit (feinkörnig, primär)		Konglomerat
	Dolomit (grobkörnig, diagenetisch) *		Fanglomerat *
	Rauhwanke *		Kristallin



















Fossilien

	Algen, skelettbildend *		Tetractinellen *
	Algenmatten		Megalodonten *
	Dasycladaceen		Schille (b=Brachiopoden, m=Muscheln) *
	Stromatolithen		Conodonten
	Sporomorpha *		Cephalopoden i.a.
	Pflanzenrest		Orthoceraten
	Wurzeln *		Ostracoden
			Fische
	Calcisphären		Fischschuppen
	Foraminiferen		Zahnreste *
	Crinoiden		Knochenreste, Vertebraten
	Echinodermen i.a. *		Placodontier *
	Echinoideen *		Koprolithen *
	Holothuriensklerite *		Kotpillen (Bactrillien)*
	Korallen		Peloide
	Spongien *		Onkoide < 2mm
	Spongiensklerite *		Onkoide > 2mm
	Serpuliden *		Bioturbation
	Gastropoden		Wohnbauten (verzweigt) *
	Bivalven		Wühl- und Frasspuren (v=vertikal, h=horizontal) *
	Brachiopoden i.a.*		angebohrte Oberfläche

Sedimentstrukturen und Brekzien

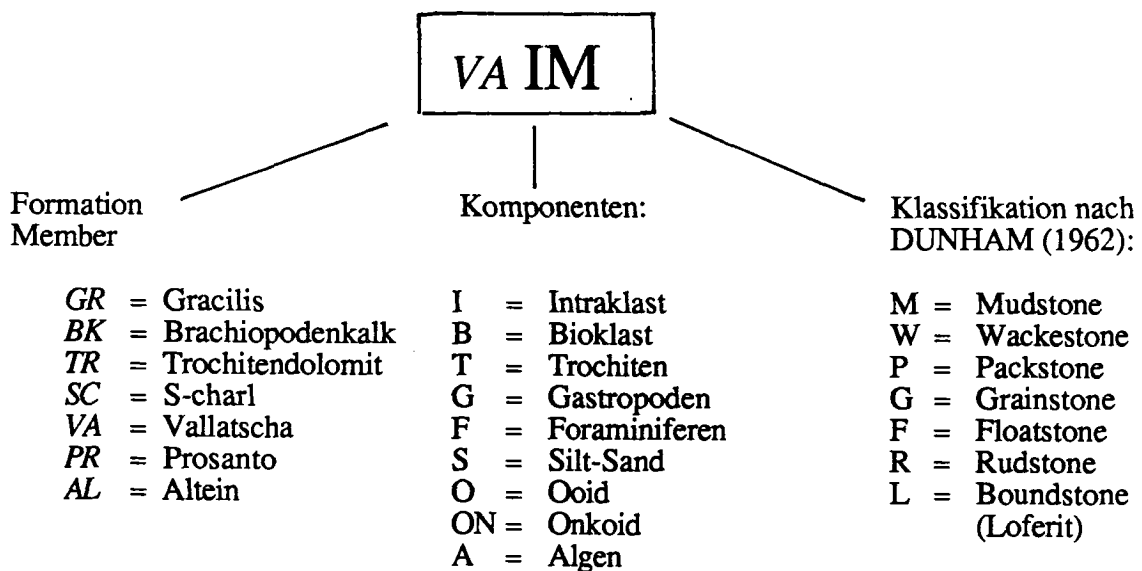
-  nicht geschichtet
-  kaum geschichtet
-  Bankung > 50cm
-  Bankung 20-50cm
-  Bankung < 20cm
-  unregelmässige Bankungen
-  knollige Schichtfläche
-  Rippelmarken (symmetrisch)
-  Rippelmarken (asymmetrisch)
-  Schrägschichtung
-  Schrägschichtung mit Neigungswinkel
-  Schrägschichtung mit Schüttungsrichtung *
-  gradierte Schichtung
-  inversgradierte Schichtung
-  Flaserschichtung (cm-dm)*
-  erosive Basis (dm-Bereich)*
-  -Füllung (> 1m)
-  Convolute bedding
-  Slumps
-  Load casts
-  Mudcracks
-  Sheetcracks
-  Polygonböden *
-  Teepees
-  Pillars *
-  Flatpebble-Lagen *
-  Weichkonglomerat *
-  Tempestit (Austrocknungsbrekzie) *
-  Intraformationelle Brekzie i.a. *
-  Kompaktionsbrekzie *
-  Gleitbrekzie (Slump-Brekzie) *
-  Lösungsbrekzie (Kollaps u. Karst) *

Komponenten un- diagenetische Gefüge

-  Fenstergefüge (offen)
-  Fenstergefüge (dolomitisch rekristallisiert)
-  Geopetalgefüge
-  Pseudomorphose nach Sulfatknollen *
-  Pseudomorphose nach Sulfatkristallen (garbenförmig) *
-  Pseudomorphose nach Einkristallen (Coelestin, Gips)
-  Chertknollen (Silex, amorph)
-  Chert in Lagen (hell, dunkel)
-  Quarzin bz. Calcedon-Sphärolith (mm-Bereich) *
-  Karbonatkonkretion (Dolomit, Kalzit)
-  Lösungshohlräume *
-  Vadoide
-  Ooide
-  Lithoklasten *
-  Black pebbles
-  bituminöse Lagen
-  Grapestones, aggregate Grains
-  starke Rekristallisation

Bemerkungen zur Gliederung nach Mikrofazies-Typen

1. Die Diageneseabläufe verändern die ursprünglichen Strukturen der Gesteine so stark, dass die Deutung aufgrund von Mikrofazies-Typen oft problematisch wird.
2. In den stark rekristallisierten Lithologien ist eine Bestimmung der ursprünglichen Fazies zum Teil nur unter Kathodenlumineszenz oder gar nicht möglich. Wo die Beobachtung am Handstück in natürlich angewitterten Flächen oder unter dem Binokular auf einen entsprechenden nicht rekristallisierten Fazies-Typ schliessen liessen, wurde dieser in die Profilsérie übertragen.
3. Die Beschreibung der Mikrofazies-Typen beschränkt sich auf die nicht durch Rekristallisation im Verlaufe der Diagenese unkenntlich gewordenen Gefüge.
4. Milieuinterpretationen aufgrund von Mikrofaziestypen müssen mit Vorsicht gehandhabt werden, zeigen doch rezente Vergleiche, wie oft im flachmarinen, karbonatischen Milieu die verschiedensten Typen eng benachbart auftreten. Die Zuordnung zu den Standard-Mikrofaziestypen (FLÜGEL 1972/78, WILSON 1975) kann nicht eindeutig vorgenommen werden. Die damit verbundene Faziesinterpretation fällt auch widersprüchlich aus.
5. Im vier- bis fünfstelligen Buchstabencode beziehen sich die ersten zwei Buchstaben jeweils auf die Formation oder das Member, danach wird die wichtigste Komponente bezeichnet und der letzte Buchstabe steht für DUNHAM's (1962) Grob-Klassierung. Zahlen und Buchstaben, welche in Klammer im Text auftreten beziehen sich auf spezielle Dünnschliffe und sind in den zugehörigen Profilen vermerkt.



STRATIGRAPHIE

2. Die Formationen:

Überblick

Die beiliegenden Tabellen (Fig. 37) und Sammelprofile (Fig. 38 und 69) geben einen Einblick in den Aufbau der Silvretta-Trias.

2.1. Die detritische Basis

2.1.1. Das fragliche Karbon:

Nach den älteren Autoren STÖCKLIN (1949), FREI (1925), BEARTH (1932) und LEUPOLD (1919, 1920, 1922), wurden dunkle Schiefer zwischen Kristallin und klastischen Sedimenten oder auch Einschaltungen im Kristallin als sog. Karbon gedeutet. Hauptsächlich an der Basis quarzreicher Konglomerate treten spindelförmige Gneisfragmente mit Überzügen von schwarzen Phylliten auf. Der Nachweis von organischem Kohlenstoff wurde bis anhin nicht erbracht. Die Frage, ob es sich in allen Fällen um ein Sediment handelt, kann hier nicht beantwortet werden. Wir betrachten die Bildungen oberhalb der Alp Darlux (wenige cm dunkler, gestreifter Schiefer 1,5 m unter der Kristallinoberfläche, Pkt. 779'085/166'400/2240), an der Maienfelder Furka am Schwarzhorn (775'600/183'360/2660) und an der Bergünurfurka in der Verwitterungszone des Kristallins (Pkt. 2718) als Mylonite.

2.1.2. Das Basiskonglomerat:

EUGSTER verstand unter dem "Basiskonglomerat" die quarzhaltigen Karbonatbänke, in welchen Quarz nur zum Teil als Grundgebirgsfragment vorhanden ist, wo aber eine silikatische Fluidphase während der Diagenese aktiv war.

Das eigentliche "Basiskonglomerat" finden wir im oberen Sutzibach, östlich des Schafgrindes (184'000/777'220/2360), oder etwa westlich des Schwarzorns (183'350/775'600/2660), wo Gneisgerölle von 2-5 cm Durchmesser neben eckigen Quarzen und angewitterten Alkalifeldspäten in muskovitreicher, dunkler Silt- und Tonfraktion eingelagert sind.

In den Engadiner Dolomiten wurde die Gruppe des Münstertaler Verrucano durch DÖSSEGER (1974) beschrieben und gegliedert. Die Unterteilung in Ruina-Fm. (Permische Vulkanite und deren Verwitterungsprodukte), Chazforà-Fm. (Fanglomerate und Konglomerate, schlecht sortierte und wenig gut gebankte Sandsteine) und Fuorn-Fm. (gut gebankte Sande und Silte, karbonatführend an der Basis sowie im Dach der Formation) kann in Mittelbünden nur mit Vorbehalt durchgeführt werden.

2.1.3. Die Ruina-Fm.

Die in den Grabenstrukturen mächtig angehäuften Vulkanite der Ruina-Fm. (Bellaluna-Dazit, Sandhubel-Rhyodazite und begleitende Rhyolite) lassen sich im Landwassertal gegen die grobkörnigen Schüttungen relativ gut abgrenzen.

In der Arbeit von OUWEHAND (1982, p.30) ist eine chemische Analyse des Bellaluna-Dazites enthalten. Nach dem Verhältnis Siliziumoxyd zu Spurenelementen können die massigen Daziten im Steinbruch von Bellaluna (774'550/169'400/1140) in die "high-K₂O-calc-alkaline"-Serie gestellt werden. Der schwache alkalische Charakter spricht für dazitische Vulkanite in Grabenbrüchen.

Die überlagernden Abtragungsprodukte von rhyolitischen Ergüssen und Kristallin gliedern sich in zwei Grosszyklen: (Fig. 43)

1) Innerhalb der Chazforà-Fm. nimmt die Korngrösse nach oben ab. Über dem ausgesprochen fein gebankten Tuors-Sand kommt es zu einer ersten marinen Karbonatbildung in teils evaporitischem Milieu.

2) Grobkörnige, gut gebankte Sandsteine charakterisieren die Fuorn-Fm., welche nach oben allmählich eine karbonatreiche Matrix aufweist und schliesslich primäre Dolomite und evaporitische Mineralien (Anhydrit, Gips, Coelestin, Magnesit) enthält. Rekurrenz von groben Schüttungen (Typ Chazforà) mit Konglomeraten und grobere Sandfraktion in der Fuorn-Fm. treten lokal auf.

Es wird vermutet, dass diese beiden Zyklen grösstenteils in der Chazforà-Fm der Engadiner Dolomiten (Ofenpass- bzw. Turettas-Region) vertreten sind, und dass das Top des zweiten Zyklus dem karbonatführenden Basis-Mb. der Fuorn-Fm. Dösseggers entspricht. (Fig. 35) Die herkömmliche Gliederung kann im Rahmen dieser Arbeit nicht verbessert werden. Der neu eingeführte Tuors-Sand in der oberen Chazforà-Fm. hat informellen Charakter.

2.1.4. Die Chazforà-Fm.

Die Definition der Chazforà-Fm. findet sich in DÖSSEGGER (1974, p. 21):

Synonyma: Oberer Teil des Münstertaler Verrucano (DÖSSEGGER 1974, S.21), Obere Verrucano und Buntsandstein nach SPITZ & DYHRENFURTH (1914), "Grauer und bunter Verrucano" nach HESS (1952), Basis Konglomerat, Verrucano und Teile des alpinen Buntsandstein von EUGSTER (1923).

Die Untergrenze ist in der Ducankette, wo keine Ruina-Sedimente zur Ablagerung gelangten mit der der Obergrenze des verwitterten Kristallins gegeben. Im Albulatal wird sie über den feinkörnigen, Quarz-reichen Tuffen, einer geringmächtigen quarzitischen Lage oder über den massigen Rhyodaziten mit dem Einsetzen grober Fanglomerate gezogen. Im Landwassertal, wo bereits tief in der Ruina-Fm. Konglomerate mit ausschliesslich vulkanogenem Detritus vorkommen ziehen wir die Untergrenze mit dem Einsetzen von kristallinem Detritus (weisse Gangquarzerölle), was der Basis einer Abfolge verstärkter "Grobschüttungen" entspricht.

Die Obergrenze wird durch das Auftreten von Sandsteinbänken mit homogen verteiltem Karbonat (Dolomit) bestimmt. Wo dies nicht beobachtet werden kann (Muchetta und Sandhubel) wird die Obergrenze an der Basis des letzten "Zyklus" gut sortierter und klar gebankter Sande gezogen.

Lithologischer Charakter:

Fanglomerate und konglomeratische Lagen, teils schlecht sortiert und ohne gute Bankung, alternieren mit Sandsteinlagen und Silten.

Das Komponentenspektrum umfasst sämtliche Lithologien des unterliegenden Kristallins (Amphibolithe, Gneisse, Granitoide, Diabase) sowie der Ruina Fm. (Dazite, Rhyolite, Tuffite) und Komponenten von Konglomeraten der Chazforà-Fm. selbst.

Gut sortierte, helle Sandsteine, rote Siltlagen mit Komponenten von Kluftquarzen, weiss oder leicht rosa gefärbt, sind bankweise eingeschlossen.

Gut sortierte Sandsteine zeigen im basalen Teil Schrägschichtung, nehmen im zentralen Teil Siltkomponenten auf (ripped-up clasts) und werden generell nach oben hin feiner in der Körnung (Fig. 127).

Der Tuors-Sand (informelle Einheit)

Die Schichtabfolge im Osten der Ducankette zeichnet sich durch ihre Feinkörnigkeit aus. Die von DÖSSEGGER (1974) beschriebene Zyklizität der Bänke ist nur teilweise erkennbar und meist unvollständig. Zudem ist das Spektrum der in den konglomeratischen Bänken enthaltenen Komponenten an der Typlokalität (Lai Chazforà, Turettaskette, Engadiner Dolomiten) wesentlich reicher. Nebst oben erwähnten Komponenten treten dort div. Quarzite, Gneise und Ganggesteine (Luxullianit) auf. Alle dort unter 1E und 1F

(DÖSSEGER 1974, p.43) beschriebenen Gesteinstypen fehlen in der Ducankette weitgehend. Die Korngrößen erreichen auch in der Fuorn-Fm. kaum den "feinkörnigen" Durchschnitt des zentralen Abschnittes 1J in der Turettakette.

Wir nennen deshalb die rote feinkörnige Serie östlich Pkt. 2718 m, an der Bergünurfurrga, sowie die überliegenden fein- bis mittelkörnigen Sande und Tonsiltlagen Tuors-Sand. Über die Verbreitung gibt Fig. 36 Auskunft.

Lithologie:

Die i.a. feine Bankung wird dort undeutlich, wo die Lithologie stark silthaltig ist. Die "forset beddings" wechseln stark ihre Richtungen (Fig. 41). Auflandungs Sequenzen, wie sie als "channel-fill-deposits" beschrieben werden, können nicht beobachtet werden.

Die Bankung der Sande ist weit verfolgbar (10m bis 100m) und zeigt i.a. geringe Mächtigkeitsschwankungen. Basal enthalten die Sandbänke aufgearbeitete Schmitzen ("flattpebbles") von Ton-Siltlagen. Solche Tonschmitzen können auch in weit verfolgbar Feinsandlagen beobachtet werden, welche grobkörnige Sande überziehen. Sie sind oft karbonatisch zementiert.

Alter:

Nach magnetostratigraphischen Untersuchungen könnte die magnetische Perm-Trias-Grenze im Ducan innerhalb der Chazforà-Fm. verlaufen, im Landwassertal gehören die unterliegenden Ruina-Dazit (Bellaluna) sicher ins Perm (HAAG 1985, p. 203)

Interpretation:

Murgänge und Schlammströme (Lahars nach DÖSSEGER 1974) ergossen sich katastrophenartig in die Wadilandschaft. Die matrixreichen, schlecht durchmischten "Massflows", mit hohem Anteil an Grundgebirgsdetritus, wurden von DÖSSEGER (1974) als Val Püra-Mb. ausgeschieden. In dieser kaum geschichteten Serie mit besonders schlechter Sortierung, könnte man ein Analogon zu der basalen Chazforà-Fm. der Ducankette sehen.

Basal gradierte Konglomeratbänke mit unimodaler Kreuzschichtung, feinkörnige "overflows" mit "ripped up clasts" könnten als Produkte eines "braided river system" charakterisiert werden.

Interpretation der Tuors-Sande:

In der distalen Flussebene wirkt sich der Gezeiteneinfluss vor allem auf die feinkörnige Fraktion aus, welche verbreitet und z.T. karbonatisch zementiert wird. Von Gezeitenkanälen, polaren Strömungen oder periodischem Sedimenttransport fehlt jedes Anzeichen.

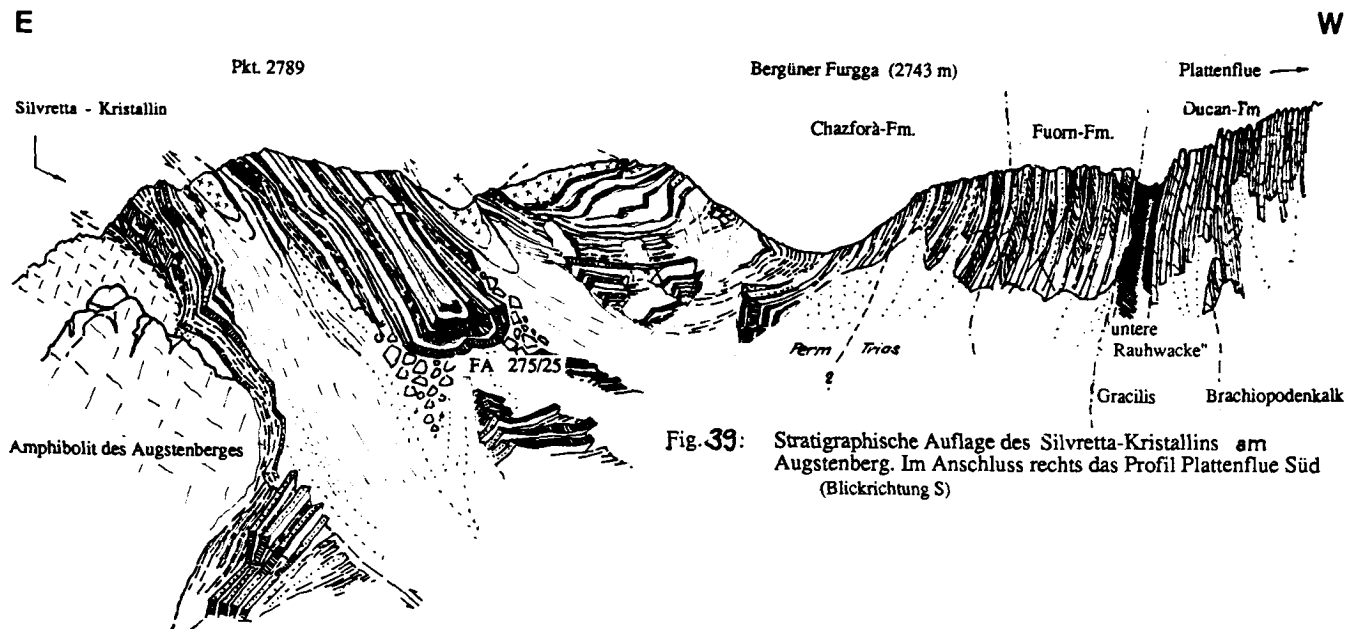


Fig. 39: Stratigraphische Auflage des Silvretta-Kristallins am Augstenberg. Im Anschluss rechts das Profil Plattenflue Süd (Blickrichtung S)

Die Herkunft folgender Lithologien, welche in den konglomeratischen Bänken der Chazforà-Fm enthalten sind , konnte nicht ermittelt werden:

- Schwarze Quarzite (2-3 cm) an der Fahrstrasse zur Alp Darlux.
- Felsitische, graue Porphygerölle an der RHB-Linie Stuls-Filisur (Unterlagert durch rote und grüne grobkörnige Rhyodazite)
- Rote feinkörnige Rhyodazite am Murtèl da Lai über einer Unterlage von ausschliesslich rot-grünen Rhyoliten.

Regionale Verbreitung:

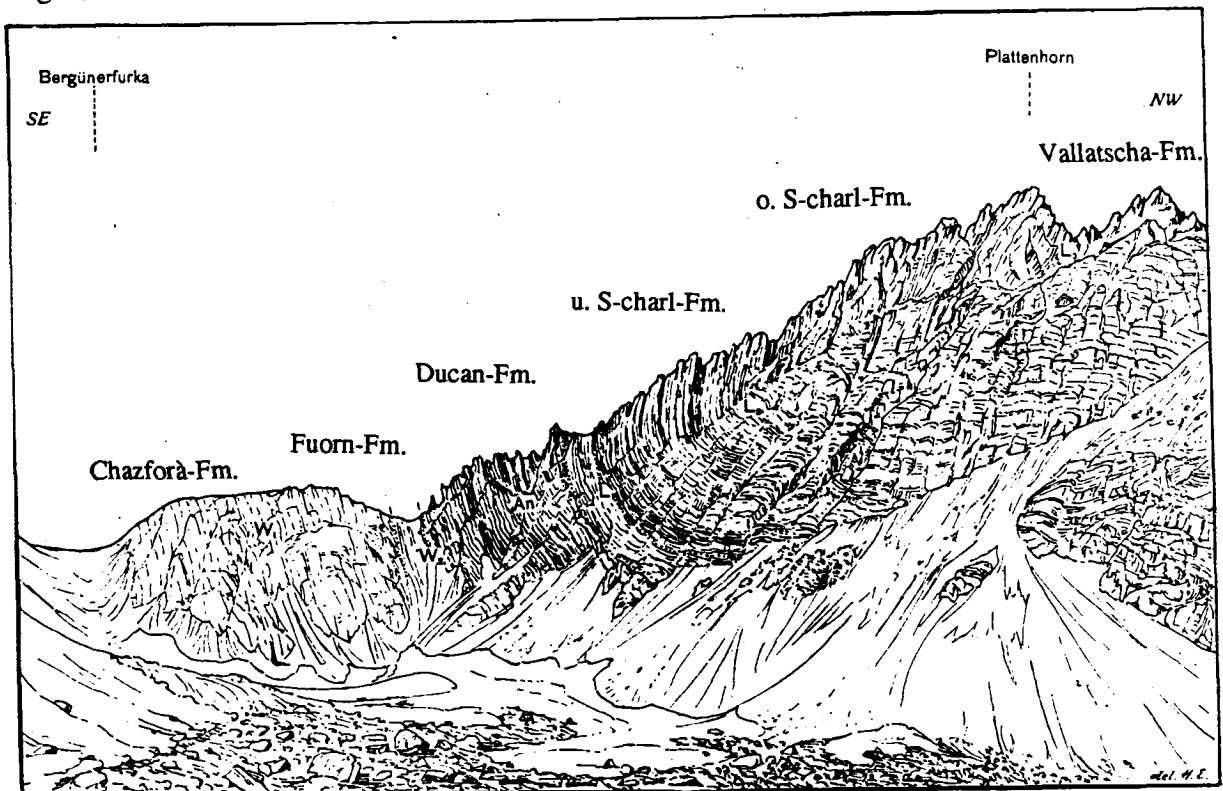
Die Chazforà-Fm. ist nicht so gut aufgeschlossen wie die höheren Schichtglieder. Wir geben deshalb einige Lokalitäten genauer an:

1) Ost-Ducan

Das Gebiet zwischen Augstenberg und Pkt. 2819m (südlich der Bergünurfurka) ist stark verwittert (Fig. 39).

An der Basis 100m NE Pkt. 2789m (vergl. EUGSTER 1923, p.22 Fig.1) stehen nicht eigentliche Konglomerate an. Hier enthält die Chazforà-Fm viel kristallinen Detritus. Eckige Kluftquarze (bis zu 5cm Durchmesser) sind lagenweise stark angereichert. Direkt südlich des Pkt. 2789 ist die Kristallinoberfläche tiefgründig verwittert (biotitreiche Gneise). Einzelne Blöcke, zwischen sich kreuzenden Scherzonen gelegen, witterten konglomeratartig heraus, was von EUGSTER als sedimentäre Aufarbeitung des Kristallins gedeutet wurde.

Fig. 40 Das Profil Plattenflue Süd in der östlichen Ducankette



(Aus H.Eugster 1923)

Südostgrat des Plattenhornes.

2) Hahnegrätli:

Von diesem schönen Profil gibt EUGSTER 1923, p. 23 eine kurze Beschreibung. 12m über dem verwitterten Kristallin (Foliation 160/60) setzen karbonatreiche, rote Silte ein, welche mit groben, grauen Sandsteinen wechsellagern. Rhyolitische Komponenten sind wesentlich besser gerundet als die Gangquarze. Die "foresets" in den grobkörnigen Sanden weisen auf einen Sedimenttransport von SE nach NW (300°, nach Kompensation der Tektonik).

3) Punts d'Alp: (782'000/169'350/2090)

Rote, gradierte Arkosesandsteine enthalten isolierte Karbonatknauer. Die Schichtlage (315/60) quert hier ohne Flexur gegen SW das Tal. Lediglich Klüftungssysteme (40/50) und eine Lination (mit 160/70 schief zur FA des Ducan) können beobachtet werden.

4) Val dla Resia: (167'100/179'500/1920)

Die leicht gegen Süden einfallenden Konglomeratbänke enthalten ein buntes Komponentenspektrum : Rote, graue und schwarze Quarzite, Gneiskomponenten mit vergrünten Kalifeldspäten. Im Quarz-Arkosesand der Matrix (0,5-3mm) schwimmen einzelne Komponenten von maximal 12cm Durchmesser (Durchschnitt: 3-5cm).

5) Alpstrasse Darlux: (778'575/166'370/2020)

Die heterogen zusammengesetzten Bänke sind basal gradiert. Die Gerölle von 3-7cm Durchmesser gehen in schräggeschichtete Grobsande über. Das Komponentenspektrum erinnert an die Typlokalität (DOSSEGGGER 1974, Sektion 1E und 1G).

6) Muchetta:

Die im allgemeinen gut sortierten Silte und Grobsande weisen Rekurrenzen von konglomeratischen Schüttungen auf. Basal können 30 m schlecht sortierte Grobsande bis Kiese abgetrennt werden, welche ausschliesslich Grundgebirgsdetritus enthalten.

Darauf folgen drei grössere Zyklen, beginnend mit schlecht sortierten Fanglomeraten mit vulkanogenem Detritus, übergehend in grobkörnige Sande mit Zwischenlagen von Silt. Die Kornfraktion wird nach oben feiner, die Schichtung besser. (Fig. 38)

In der Landwasserkette sind div. Profile durch die Ruina-Fm. und die Chazforà-Fm. am Sandhubel (BAYER 1976, ZAUGG in Präp), an der Chapella Cotschna und am Piz Musch gut aufgeschlossen (BLÖCHLINGER in Präp., ARNOLD in Präp.).

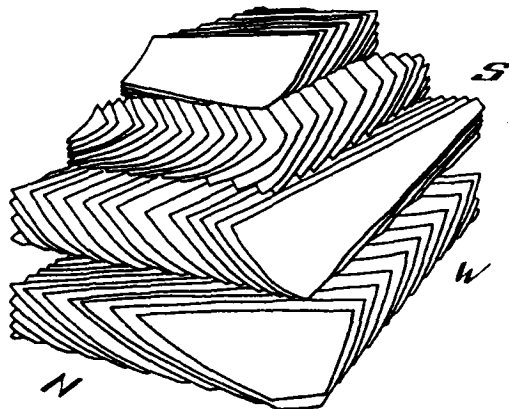


Fig. 41: Schematische Darstellung aus der Oberen Chazforà-Fm. oberhalb der Bergüner Furga
Das Blockdiagramm stellt eine 80 cm mächtige Sandsteinabfolge dar. Die foreset beddings widerspiegeln die starken Richtungswechsel der Mikander in einer küstennahen Flussebene. (Die bottom sets wurden in der Darstellung weggelassen, die topsets fehlen meistens.)

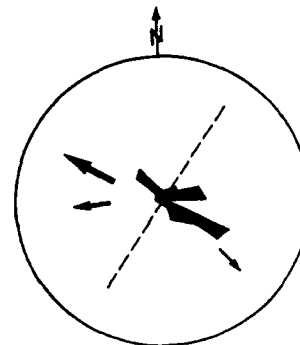
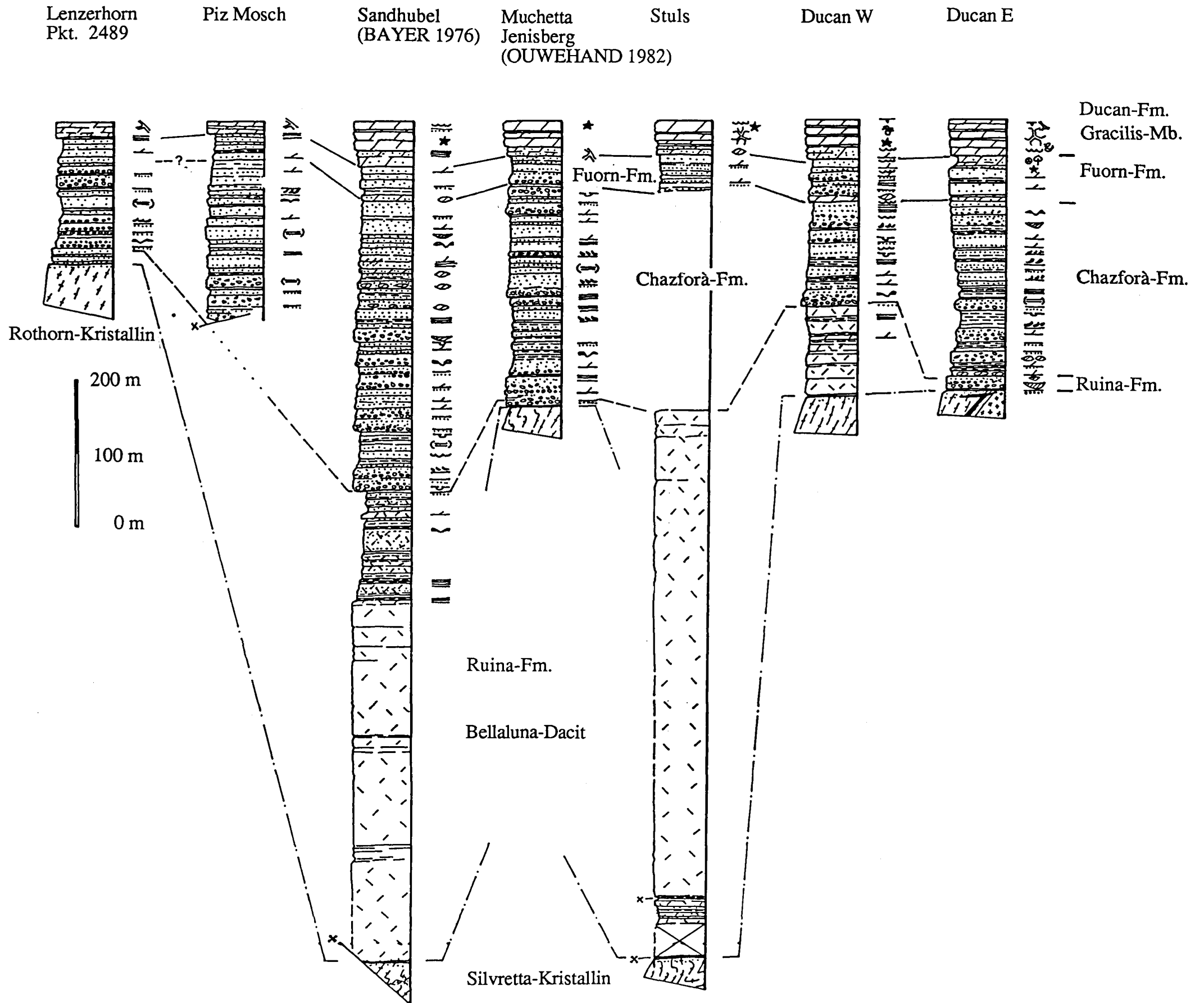


Fig. 42: Schüttungsrichtungen in der basalen Chazforà-Fm.
■ Pole der "foreset beddings" (Untere Halbkugel)
--- Achsenrichtungen der Ducansynklinale
➔ Wichtigste Transportrichtung

Fig. 43. Die detritische Basis der Silvretta-Decke



2.1.5. Die Fuorn-Fm.

Die Definition der Fuorn-Fm. findet sich in DÖSSEGER (1974)

Synonyma: Die Fuorn-Fm. enthält die Gesteine zwischen dem "Mittleren Buntsandstein" und der Obergrenze der "Campilerschichten" (BOESCH 1937). Sie entspricht dem oberen "Buntsandstein tyrolien" (TRÜMPY 1966) und umfasst als oberstes Member die "Punt la Drossa-Schichten" von HIRSCH (1966).

In der Ducankette entspricht dies EUGSTERs(1923) oberem grobkörnigen "Buntsandstein", dem "Pflanzenquarzit" und den "Campilerschichten".

Die Untergrenze:

Das Auftreten von dolomitischen Bänken ist im Ost-Ducan ein gutes Kriterium, im restlichen Untersuchungsgebiet aber ungeeignet, da dort die Zunahme von dispers verteilten Dolomitmörnern kontinuierlich spielt.

Die generell grobe Kornfraktion sowie der hohe Anteil an vulkanischen Quarzen und frischem Plagioklas grenzen die Fuornsande gegen die siltreichen schlechtsortierten Chazforà-Bänke ab.

Die Obergrenze:

Sie wird mit dem ersten Auftreten grauer oder gelber Dolomite über den braun anwitternden Sandbänken mit invers gradierten Quarzfetzchen (bis 4mm) gezogen.

Dieser Übergang kann sich über mehrere Profilmeter hinziehen. Im Osten des Ducan ziehen wir die Grenze an der Basis der ersten Dolomitbank innerhalb der obersten Sande, da diese voller Trochitenstielglieder ist (*Dadocrinus gracilis* BUCH).

Lithologie:

Aufgrund der Körnung und des Tongehaltes können zwei Gruppen von Sandsteinen unterschieden werden:

1) Die feinkörnigen, karbonathaltigen Silt-Sandsteine:

Die dünnen, roten basal gradierten Bänklein sind durch Ton-Silthäute getrennt, nach unten i. a. scharf begrenzt und nach oben z.T. mit Rippeln kurzer Wellenlängen versehen. Eine durchschnittliche Zusammensetzung weist 50 % Quarz, 15-20% mikrokristallinen Quarz, 10-25% vulkanogene Quarze (Resorptionsbuchten, Schwundrisse), 20% verwitterte Kalifeldspäte, 5% Plagioklas, 5-10% Hellglimmer und Akzessorien (Zirkon, Rutil, Turmalin) auf.

Vor allem siltreiche, dunklere Lagen sind stark bioturbirt. Der Karbonatgehalt (Dolomit, Magnesit) variiert stark. Der generelle Trend ist zunehmend. Einzelne dünne Dolomitbänder mit <20% detrischem Quarz sind durch braune Tonsilte von Sandbänken getrennt, welche dolomitisch zementiert sind. Bestäubte Karbonatkörner zeigen dolomitischen "overgrowth". Dolomit überwächst auch Quarz.

Wechsellagernd treten rote Silte und braunschwarze Muskovit-führende Feinsande auf. Starke Bioturbation macht sich im oberen Abschnitt bemerkbar, wo viele Wühl- und Frassgänge die primäre Feinlamination zerstören. Die unregelmässigen schichtparallelen Gänge verzweigen sich T- und Y-förmig ohne deutliche Knoten an den Verzweigungen (*Spongeliomorpha* sp. cf. *Sp. suevica* RIETH.).

2) Die grobkörnigen, gut sortierten Sandsteine:

Gut sortierte, mächtige Sandsteinbänke wittern hellbraun, rosa oder hellgrau an. Die Korndurchmesser betragen 0,5-2mm. Die Feldspäte (Kalifeldspäte, untervertreten auch saure Plagioklase) sind z.T. stark zersetzt. Sericit, Chlorit und Quarz (selten als Calcedonrosetten) wachsen authigen in der Grundmasse, die bis zu 20% ausmachen kann.

An sedimentären Strukturen können neben häufiger normaler Gradierung Kreuzschichtung ("heringbones"), unimodale Schrägschichtung, Flaserschichtung, Entwässerungsmarken ("pillars") und innerhalb konstanter Bankungsmächtigkeit diskrete Diskontinuitätsflächen ausfindig gemacht werden.

Die mächtigen, meist sterilen Bänke des sog. "Pflanzenquarzit" (EUGSTER 1923) werden

im mittleren Teil der Fuorn-Fm. in der Ducankette von feinkörnigen, bioturbierten Sanden des Typ 1) eingefasst (Fig. 44).

Fossilien:

Die Sporomorpha aus der Fuorn-Fm. sind so stark oxidiert, dass keine genauere Bestimmung vorgenommen werden kann. Die Makroreste (2 Stengelstücke von Equiseten) wurden in den obersten massigen Grobsandbänken ("Pflanzenquarzit" nach LEUPOLD 1920)¹⁾ südlich der Plattenflue und südlich des Gletscherducan gefunden.

Foraminiferen: Südlich der Plattenflue im Ducan:

Dentalina sp. Die einzelnen Kammern sind mit radialstrahligem Zement ausgekleidet (vgl. WIRZ 1945, p. 46, Fig.5).

Alter:

Das Alter der Fuorn-Fm. kann nicht bestimmt werden. Die Überlagerung durch dolomitische Bänke mit *Dadocrinus gracilis* BUCH schliesst mittleres Anis (Pelson) für die Obergrenze nicht aus. Die Fuorn-Fm. der Unterengadiner Dolomiten kann noch jünger sein. (Vergl. DÖSSEGER 1974. Profil der Val d'Uina)

Interpretation:

Grobe Sande und Aufarbeitung der ersten marin gebildeten Karbonate charakterisieren die Basis. Die rasche Sedimentation der Bänke ist durch die Geometrie der unimodalen "drift sets" gegeben. Die gezeitenbeeinflusste distale Flussebene ist durch einzelne Erhebungen (levées) und Übergusschichtungen charakterisiert. Aus schräggeschichteten Channelsequenzen (ev. auch Gilbert delta) entwickeln sich feinkörnige Playa-Sande mit bioturbierten Zwischenlagen. Seltene Reste von "Hölzern" sind an grobkörnige Bänke gebunden, Magnesit und Gips (evaporitischen Küstenlagunen) werden vermehrt in den feinkörnigen Silt-Sanden gefunden. Eigentliche Kanäle sind im Feld nur selten zu beobachten. Die Überarbeitung der Sandkörper durch den Wellenschlag ist zu stark. Die "foreset beddings" der obersten Bänke weisen durchwegs nach SE (ALLEN 1982, TURNER 1980).

Rekurrenzen von Chazforà-Typen:

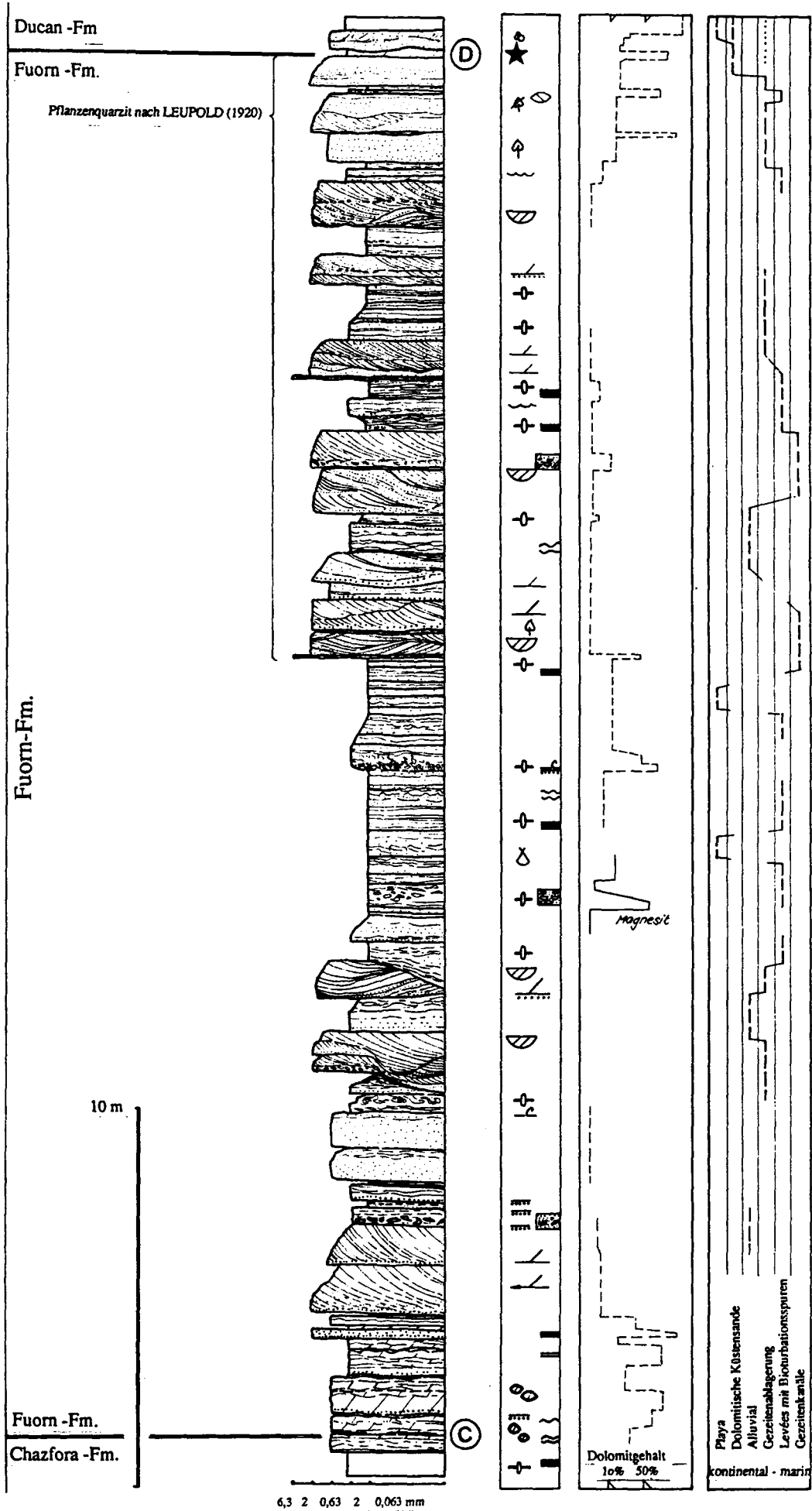
In verschiedenen Profilen ist das Verschwinden Konglomeratischer Bänke kein Kriterium für die Grenze zwischen der Fuorn- und Chazforà-Fm. So treten in Jenisberg und an der Muchetta noch wenige Meter unter der karbonatischen Mitteltrias Einschaltungen von grobkörnigen Fanglomeraten auf.

Interpretation:

Auf den Schultern der "Permtröge" dauerte die Schüttung groberer Konglomerate bis in die Trias an, wird aber unterbrochen durch marine Ingressionen, welche sich durch die Bildung von symmetrischen Wellenrippeln und "low angle cross-bedding" in den gut sortierten Sanden äussern.

¹⁾ EUGSTER betrachtete die stark bioturbierten, dunklen Lagen über den praktisch sterilen Bänken als "Pflanzenquarzit", konnte dort aber auch keine Fossilien finden.

Fig. 44 Profil der Fuorn-Fm. (Oberes Skyth - Unteres Anis)



2.2. Die Buffalora-Gruppe (karbonatische Mitteltrias) :

Rückblick und Einleitung:

Die Ähnlichkeit der ostalpinen, vor allem anisischen, Karbonatgesteine, sowie auch gewisser Faunenelemente mit dem germanischen Muschelkalk (Wellengebirge und Anhydritgruppe im speziellen) veranlassten GÜMBEL (1860, p.12) den Begriff "alpiner Muschelkalk" einzuführen.

STUR (1891) und BITTNER (1894) bezeichneten damit die Sedimente über den Werfenerschichten bis einschliesslich der Trinodosuszone. In den Nördlichen Kalkalpen verwendeten sie den Begriff zumindest in der oberen Begrenzung biostratigraphisch. 1895 beschrieben DIENER, WAAGEN und MOJSISOVICS die gesamte heute als Mitteltrias geltende Serie: den anisischen Anteil am Gross Reifling (Oesterreich), und die Binodosus- und Trinodosuszone in den Südalpen. ARTHABER (1906) führte für das untere Anis den Begriff Hydasp ein. Heute, nach der Gliederung des Anis durch ASSERETO et al. 1973, ist diese Bezeichnung unklar geworden und soll nichtmehr verwendet werden. In der Folge weiterer Bearbeitung wurde der Begriff "alpiner Muschelkalk" zu einer lithostratigraphischen Einheit der ostalpinen Trias.

KUEHN (1962) forderte im "Lexique stratigraphique international" die Ausmerzung des Ausdrucks "alpiner Muschelkalk", da die unterschiedliche Verwendung den Begriff verwässere, Verwirrung stifte, und die Serie weder lithologisch noch chronostratigraphisch eindeutig definierbar sei.

RICHTHOFEN (1858) grenzte seinen Arlbergkalk klar gegen die Fazies der Partnach-Schichten und des Wettersteinkalkes ab. THEOBALD (1864) wandte die stratigraphische Nomenklatur der Nördlichen Kalkalpen (NKA) in Mittelbünden an. Der "Arlbergkalk" und der Hauptdolomit sowie die Bezeichnungen "Untere-" und "Mittlere Rauhwacke" fanden (nach der Arbeit von D. TRÜMPY (1916) im Rätikon) weiter Verwendung in Mittelbünden. (CADISCH 1921, LEUPOLD 1922, EUGSTER 1923, BRAUCHLI 1919)

Für die westlichen Nördlichen Kalkalpen definierte KOBEL (1969) die Partnach-Fm. und die Arlberg-Fm. Die Lithologie der sog. Partnachkalke (Einschaltung von weitverbreiteten Kalkbändern in den mergeligen Partnach-Schiefern) nimmt mikrofazial eine Zwischenstellung zwischen den liegenden Reiflinger-Schichten (HIRSCH 1966) und den unteren Arlbergkalcken ein.

In den Unterengadiner Dolomiten gliederten DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) die karbonatische Mitteltrias indem sie die Eigenständigkeit der Schichtabfolge und Faziesentwicklung in Lokalnamen zum Ausdruck brachten.

Tab 1. weist auf die Querbeziehungen zwischen dieser Nomenklatur und den Bezeichnungen EUGSTERS (1923) in Mittelbünden hin.

2.2.1. Die Ducan-Fm.

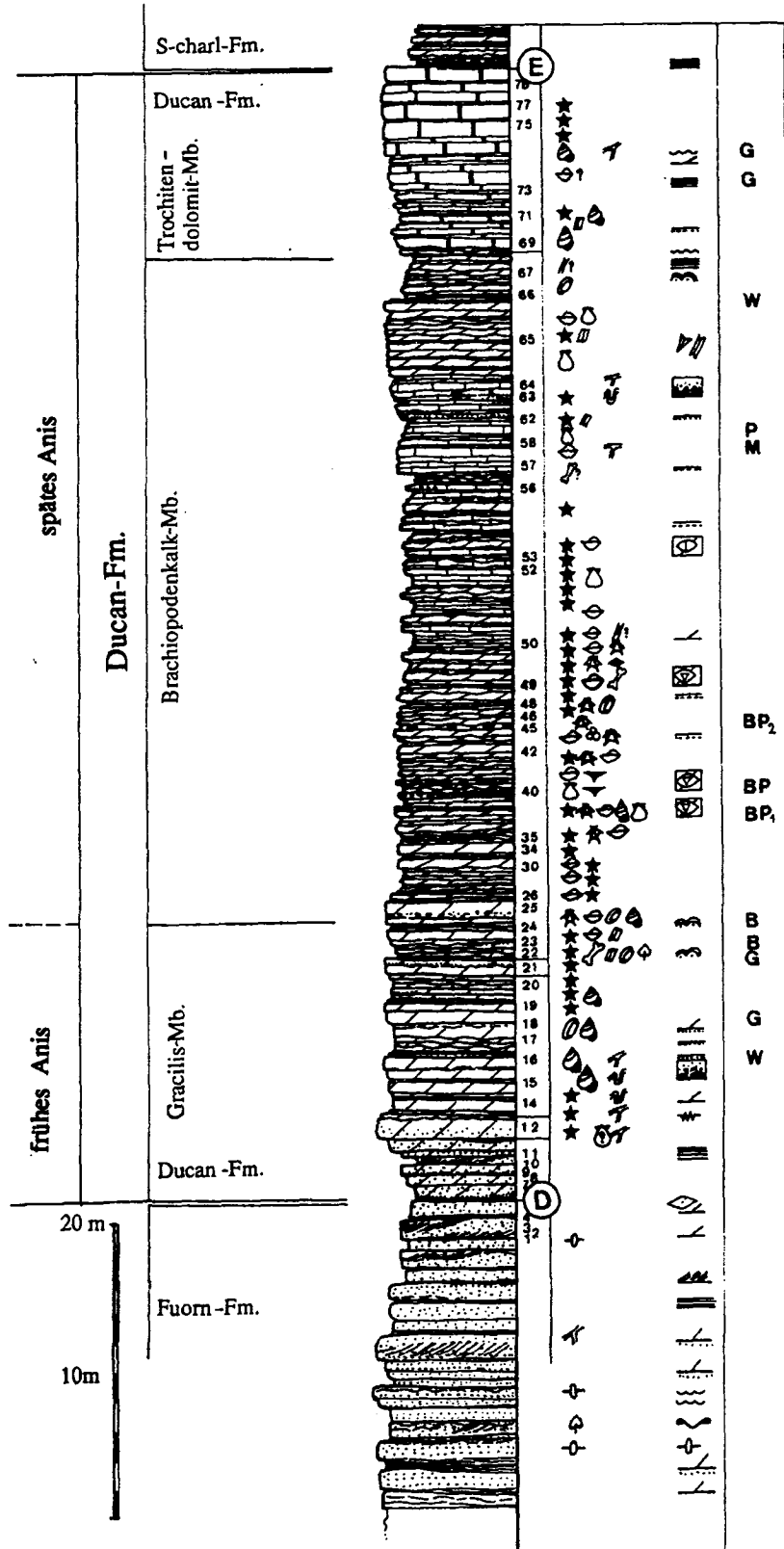
Synonyma:

Der "Recoarokalk" nach EUGSTER (1923) umfasst die gesamte Ducan-Fm., ebenso der "Muschelkalk" BRAUCHLIs (1921) und der "Knollenkalk" und Trochitendolomit OUWEHANDS (1984, p.47).

In den Unterengadiner Dolomiten wurde die dolomitische Randfazies der "Schlinig-Serie" von SPITZ & DYHRENFURTH (1914), der "Schwarze Muschelkalk" in BÜRGI (1934), ("Croda-Nera-Dolomit" nach DÖSSEGGER & MÜLLER, 1976) durch STUTZ & WALTER (1983) als Follerkopf-Fm. definiert. Die Profile in DÖSSEGGER (1974) enthalten im NE in der obersten Fuorn-Fm. (Punt-la-Drossa-Mb.) Äquivalente der Ducan-Fm.

Das Typusprofil der Ducan-Fm. befindet sich am Piz Gulota (782'260/170'900/2690 bis 782'000/171'050/2830) in der Ducankette. (Fig. 45)

Fig. 45 Profil der Ducan-Fm. am Piz Gulota (Ducan)



Vergleichbare Profile finden sich in der Ducankette an den Südgraten der Plattenflue (EUGSTER 1923, p. 26, 76) und des Gletscherducan (Hahnengrätli, EUGSTER 1923, p. 82), und in der Landwasserkette an der Amsel flue (oberhalb 775'250/182'300/2520).

Die Untergrenze:

Die Untergrenze ist durch das erste Auftreten rein karbonatischer Bänke mit Crinoiden (*Dadocrinus gracilis* BUCH) nicht überall so eindeutig gegeben wie im Ost-Ducan. Sie liegt an der Basis der "unteren Rauhwaacke" EUGSTERs (1923). Im allgemeinen wird sie dort gezogen, wo der Anteil an terrigenem Detritus erstmals unter 50% fällt.

Die Obergrenze:

Die Ducan-Fm. wird durch den dunkelgrauen, sparitischen Trochitendolomit nach oben abgeschlossen. Im E des Ducan, wo der Trochitendolomit in kalkiger Fazies ausgebildet ist, markiert eine Siltschüttung im Top einer markanten Kalkbank die Grenze zwischen Ducan-Fm. und S-charl-Fm.

Charakteristische Lithologie:

Die Ducan-Fm. umfasst verschiedenste Karbonatgesteine welche z.T. siliziklastischen Detritus führen. (Sie werden in den entsprechenden Membern näher beschrieben)

- A) Helle, gelbe, gut gebankte Dolomite mit Stromatactis-Gefügen und rostig anwitternden Quarz-Sandlagen sind teils stark bioturbirt.
- B) Mergelige, knollige Kalke machen den Hauptteil der Formation aus. Sie sind i.a. reich an biogenem Detritus.
- C) Plattige, graue Kalke mit stylolitischen Häuten ohne erkennbaren Sedimentationsstrukturen können in den knolligen Kalken eingeschaltet sein.
- D) Massige, grob rekristallisierte, graue Dolomite enthalten lokal angehäuften Stielglieder und Stielstücke von Crinoiden.

Die typische Dreiteilung der Ducan-Fm. zieht sich durch das ganze Untersuchungsgebiet. Sie manifestiert sich in folgenden Membern:

oben:	Trochitendolomit-Mb.	(5-15m)
	Brachiopodenkalk-Mb.	(60-80m)
unten:	Gracilis-Mb.	(10-20m)

2.2.1.1. Das Gracilis-Mb.

Synonyma:

"Guttensteiner-Schichten" und "Guttensteiner Kalk" nach THEOBALD (1864). "Gracilishorizont" in BRAUCHLI (1921). Gracilisschichten nach EUGSTER (1923). Die "Punt-la-Drossa-Schichten" nach HIRSCH (1966) enthalten im oberen Teil lithologisch vergleichbare sandige Dolomite.

"Campiler Dolomite" in BÖSCH (1937), welche dem oberen "Campiler-Schichten" von KARAGOUNIS (1962) entsprechen.

Die Untergrenze

In der Ducan-Kette lässt sich die Untergrenze der Gracilis-Schichten durch ein morphologisch zurückwitterndes Schichtpaket erkennen. Die gelbbraunen Sandsteine der obersten Fuorn-Fm. werden durch die sog. "untere Rauhwaacke" überlagert. Die feingebankte Serie von gelben, sandführenden Dolomiten, deren Schichtverband sich unter tektonischer Beanspruchung aufgelöst (Kakirit), führt im E der Ducankette relikthisch Sulfatkristalle. Bereits unter der "unteren Rauhwaacke" liegt die erste Bank der Gracilis-Schichten, ein Echinit (Fazies-Typ TD). In den darüber folgenden, plattenförmig hervorspringenden Dolomiten sinkt der Anteil der Sandfraktion rapid unter 50%.

Lithologie:

Karbonatsande, Silte und Algenlaminite sind alle dolomitisch rekristallisiert und zeigen sparitische Gefüge. Die helle, gelbe Anwitterung und klare Begrenzung der unterschiedlich

mächtigen, teils stark bioturbierten Bänke durch rehbraune Tonhäute und dunkle Siltlagen geben dem Schichtstoss die charakteristische Unregelmässigkeit.

Die Karbonatsande (terrigen Detritus selten <15%, MF-Typen SG,-TG,-BP) sind gradiert, kreuzgeschichtet und zeigen Rippelmarken von geringer Wellenlänge (3-4cm). Sie gehen ohne namhafte Rekurrenzen aus den detritischen Bänken der obersten Fuorn-Fm. hervor.

Nach oben sind zunehmend Mikrite (rekristallisiert) vertreten, welche z.T. Stromataktis-Gefüge aufweisen (AL, FM). Die Silt- bis Tonfraktion (SM) nimmt über die Gracilis-Schichten hinweg kontinuierlich ab, die Sandeinschaltungen treten im unteren Teil stark zurück, kommen aber als Rekurrenzen bis an die Basis des Brachiopodenkalkes vor (SG).

Stromatolithische Lagen sind gelegentlich zerbrochen und aufgearbeitet.

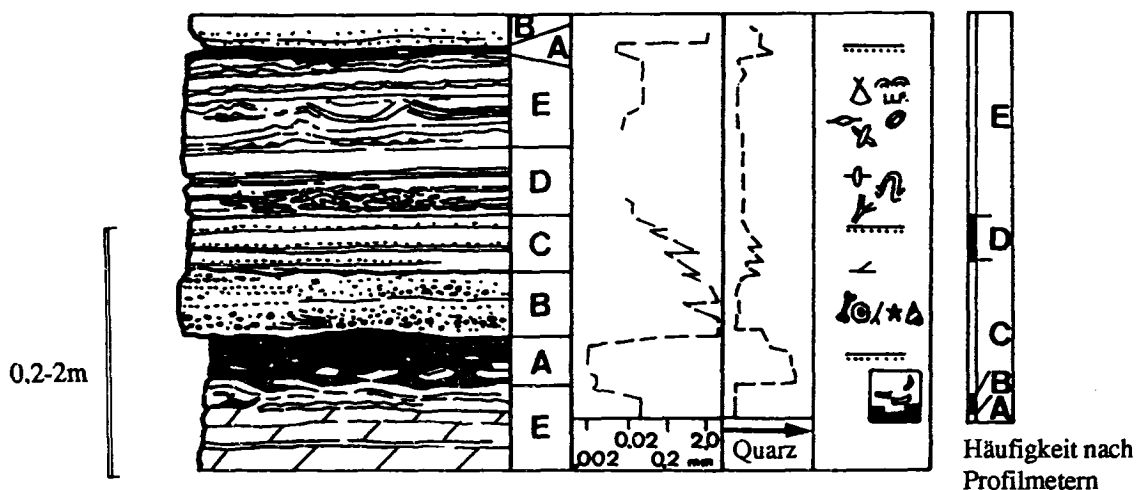
Sedimentations-Modus:

In der Ducankette sind in den Gracilis-Profilen zyklische Sequenzen zu beobachten (Gulota, Hahnengrätli).

Der ideale Zyklus umfasst folgende Lithologien:

- A) Schwarze, Muskovit-reiche Silte, welche helle, mikritische Dolomite als eckige Komponenten (aufgearbeitet) enthalten (SM, SG, SG).
- B) Dunklere graue Arenite mit umkrusteten Körnern ("coated-grains", z.T. mit Hämatit imprägniert, umkrusteter Biodetritus) und Crinoidenschutt (BG, TG).
- C) Heller Dolomitmikrit (M) mit gradierten Lagen, welche basal wenig Crinoidenschutt und "coated-grains" führen. Bioturbationsspuren und Schrägschichtung sind selten.
- D) Graubraune Dolomite, mit Tonschnüren durchzogen, weisen starke Bioturbation auf. (*Spongeliomorpha* sp.) Gelegentlich sind an ihrer Stelle Flatpebbles in Lagen angereichert.
- E) Helle, gelbe Dolomite mit stromatolithischen Lagen (AL) "birds eyes" und "teepees". (vgl. Fig. 46)

Fig. 46: Schematischer Idealzyklus des Gracilis-Mb. (Ducan).



Faziesverteilung der Gracilis-Schichten:

Ducankette:

Der Übergang aus den karbonatisch zementierten Fuorn-Sanden in die Gracilis-Dolomite ist ganz unterschiedlich ausgebildet. Die einsetzende Karbonatproduktion und der rasche Rückgang der terrigenen Schüttungen charakterisieren das Member.

Im E kann eine 10 m mächtige zellig anwitternde Stufe beobachtet werden, deren Bankung oft unter Brekzierung aufgelöst wird (Plattenflue Südgrat, Mittaghorn). Südwestlich des Piz Ravigliel geht dieses Schichtglied in massige Dolomitbänke über (30-50 cm), welche an ihrer Basis bis zu 70% Quarzsand enthalten.

Landwassertal:

Die zyklische Sedimentation, welche im Ducan beobachtet werden kann, geht im Landwassertal (Amselflue, Guggernell, Piz Musch) in der kontinuierlichen Detritus-Abnahme unter. Sehr geringmächtig werden die Gracilis-Schichten am Piz Musch, wo über 6 m dolomitischen Sanden 4 m bioturbirte Dolomite mit einem Quarzgehalt von < 20% folgen.

Unterengadiner Dolomiten:

Wie bereits im Kap. Ducan-Fm. angetönt, enthält die Fuorn-Fm. DÖSSEGGERS (1974) im obersten karbonatreichen Member (Punt La Drossa) eine Lithologie, welche makroskopisch den Gracilis-Schichten im Ducan sehr ähnlich ist. Die Ducan-Fm. lässt sich aber im Unterengadin westlich der Val d'Uina nicht mehr verfolgen. Die charakteristische Dreiteilung geht in der Übergangszone von hellen Dolomiten mit terrigenem Detritus unter. In der Turettaskette finden wir zwischen der Fuorn-Fm. und der S-charl-Fm. eine 12-15 m mächtige verwitterte Serie von gelben Dolomiten und Tonschiefern, welche nicht mehr mit den Gracilis-Dolomiten Mittelbündens verglichen werden kann.

Fossilfunde aus dem Gracilis-Mb.:

Algen:

Dasycladaceen in unbestimmbaren Bruchstücken

Tubiphytes sp. an der Plattenflue

Girvanella sp. (?) an der Gulota.

Anisoporella sp. (?)

Porifera:

Hexactine und diactine Skleren hexactinellider Kieselschwämme.

Fragliche Fragmente von Kalkschwämmen an der Jöri-Jegersch-Nase, Ducan.

Foraminifera:

Glomospira densa PANTIC

Ammodiscus incertus (d'ORB.)

Ammodiscus multivolutus REIT.²⁾

Lamellibranchiata:

nur unbestimmbarer Detritus

Brachiopoda:

Lingula sp. sehr kleine Schalen.

Terebratula sp. in geringmächtigen Schillagen an der Plattenflue.

Crinoidea:

Dadocrinus gracilis BUCH an der Plattenflue, der Muchetta, der Amselflue und im Bärental.³⁾

Encrinurus liliiformis (?) an der Amselflue mit Stielgliedern von 2mm Durchmesser.

Reptilia:

Placodus sp. (?) Ein halber Pflasterzahn kam im unteren Bärental zum Vorschein.

Spurenfossilien:

Spongeliomorpha suevica RIETH und *Sp. paradoxica* WOODWARD (Definition in FÜRSICH 1973b, 1974b)

2) Dieselben Arten wurden von GAZDZICKI aus der polnischen Tatra beschrieben. Die Lucova-Schichten in Wolica und die Gogolin-Schichten in Gorazdze werden in das Pelson gestellt.

3) *Dadocrinus gracilis* BUCH wurde in den Südalpen erstmals gefunden (BUCH 1802) und auch schon früh in den Nördlichen Kalkalpen beschrieben (RICHTHOFEN 1859).

Abbildungen zur Bestimmung der Columnalia finden sich in KUNISCH 1883 (Taf.8, Fig.6); v.GÜMBEL 1888 (p.672, Abb 366/12a); GASCHÉ 1937 (p.81, Fig.7-12) und A.TOLLMANN & E.TOLLMANN 1967, (Taf.7 Fig.1-25 und Taf.8, Fig.1-11,16)

Alter:

Die Fossilfunde aus dem Gracilis-Mb. erlauben keine präzise altersmässige Einstufung. Es bleibt offen ob das Skyth bereits karbonatisch ausgebildet sind oder ob die karbonatische Sedimentation erst im Unteren oder sogar Mittleren Anis einsetzt. *Dadocrinus gracilis* BUCH kommt vom Skyth bis ins untere Anis (Pelson) vor. Die Bestimmung der Crinoiden an der Amselflue ist der Rekrystallisation wegen unsicher. Bei den grösseren undeutlich berippten Formen könnte es sich um *Encrinus liliiformis* LAM. handeln. Vergesellschaftungen von *Dadocrinus gracilis* BUCH. und *Encrinus liliiformis* LAM. werden im Briançonnais in das mittlere Anis gestellt (BAUD 1984).

Die Foraminiferen lassen auf unteres bis mittleres Anis schliessen: *Ammodiscus incertus* (d'ORBIGNY), *Ammodiscus multivolutus* REITLINGER.

Mikrofazies des Gracilis-Mb.

TG	Dolomitischer Trochiten-Biosparit	(Grainstone bis Rudstone)
FM	Foraminiferenmikrit	(Mud-Packstone)
BP	Biomikrosporit	(Packstone)
BG	Biosparit	(Grainstone)
AL	Biodismikrit (Algen Loferit)	(Boundstone bis Wackestone)
SM	Siltführender Mikrit	(Mudstone)
SG	Sand-Silt-führender Mikrosporit	(Grainstone)

A) Rein karbonatische Typen:

TG: Crinoidendolomit (Grainstone)

Reiner Trochitendolomit, in dem die Stielglieder (*Dadocrinus* sp.) gesteinsbildend auftreten. Ausgeprägte Karbonatkristallisation (overgrowth) und Drucklösung lässt die Dolomit-Individuen im Mosaikgefüge aneinanderstossen. Hämatit, untergeordnet Limonit, bilden entlang der Komponentengrenzen rostige Säume. Die durchschnittlichen Kristallitgrössen betragen 3-4 mm, der max. Matrixanteil 2% (nur in Form von Hämatit). (BE).

FM: Foraminiferenmikrit (Mudstone) RA 14, 3141, E:

Reine Foraminiferenassoziaton mit z.T. mikritischer Matrix oder Peloiden mit mikritisierten Rinden. Am Guggernell tritt *Glomospira densa* PANTIC gesteinsbildend auf. Einzelne Bänke sind stark rekristallisiert. Ihre Komponenten sind nicht mehr identifizierbar. Die zelluläre Struktur hingegen und das gekröseartige, lockere Gefüge sowie die vergleichbare Grösse lassen auf flottierte Foraminiferen schliessen (E : Plattenfluh-Südgrat). Die Klüfte in diesem Typus sind oft in erster Generation dolomitisch zementiert (A-Zement), in einer zweiten Generation (B-Zement) kommt es zur epitaxialen Kristallisation von Quarz.

BP: Biomikrit (Packstone bis Floatstone)

Die Biomikrite enthalten über 60% biogenen Anteil. Gastropoden, Echinodermen, Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Foraminiferen bilden ein Gerüst, in dessen Zwickeln die Grundmasse kaum siliziklastischen Detritus enthält. Oft sind die Schalen umkrustet oder mikritisiert. Ein penetrativer strain von minimal 1:1,5 (Echinidenstachel) deformiert unter Drucklösung das Gestein und bildet Stylolithhäute. (PS2, PS).

AL: Algen-Loferite (Wackestone, teils Boundstones) ; G 1006, 1006, Poröser Schutt mit Algentrümmern (bis zu 70%) fängt feinkörnigen Peloidschlick. Die Poren werden in zwei Generationen von Zement verfüllt. Neben Dasycladaceen (*Anisoporella* sp.?) treten stockbildende Blaugrünalgen (*Tubiphytes* sp., *Girvanella* sp.) und fragliche Fragmente

von Kalkschwämmen auf. (1007).

Untervertreten sind Foraminiferen (*Glomospira* sp.) und Crinoidenstielglieder (*Dadocrinus* sp.,), sowie Ostracoden (D = 0,3 mm). Gradiert angereicherte Komponenten werden durch stromatolithische Lagen überkrustet. Boundstone-Lagen wechseln mit Wackestones. Der Anteil an Algendetritus fällt auf unter 5% . Im Wackestone bis Mudstone bilden sich Schrumpfungsporen vom LLF-Typ (max. 5 x 1 mm). Solche Poren sind durch ein Internsediment oft bis zur Hälfte ihres Volumens verfüllt. Ein sparitischer B-Zement kristallisiert im restlichen Hohlraum, welcher nach oben hin meist lobenförmig begrenzt ist.

B) Typen mit terrigenem Detritus:

SM: Siltführender Mikrit (Mudstone)

Muskovit, Quarz, angelöster Detritus von Crinoiden, (dolomitisch erhalten) und Schwammspiculae sind als Komponenten in einer braunen, mikritischen Matrix gradiert enthalten. (1001).

Flottierte Glimmer (0,2 x 0,03 mm) und feine eckige Quarze (durchschnittlich 0,05 mm) schwimmen in karbonatischer Matrix. Dunkle Mikrite ("black pebbles", STRASSER 1983) machen als Komponenten bis zu 10% aus. In ihrer Matrix sind gelegentlich Rindenkörner erkennbar, deren Zentren durch Ostracoden gebildet werden oder gelöst und rekristallisiert sind. Solche "black pebbles" wurden bereits in relativ festem Zustand eingesedimentiert und sind von Schwundrissen umgeben (evtl. Mikrobenkrusten) , welche heute als vibröse Quarzfilamente erhalten sind. (PL 17)

Selten sind phosphatische Knochenreste oder Zahnsplitter enthalten.

FSG: Feinsande und Silte

Der Quarzanteil ist als Silt in einer mikrosparitischen, karbonatischen Matrix gebunden. Die Körner sind z.T. undulös, z.T. sehr rein und von einer mikrokristallinen Quarzsaum umgeben. Einzelne Kristalle sind lösungsgerundet. (D, D', AM9, AM9')

Die Glimmer sind flottiert eingeregelt und selten gekinkt. Die wenigen Kalifeldspate zeigen starke Bestäubung oder Einschlüsse von Quarz und Karbonaten. In feineren Quarz-Silt-Lagen (< 0,04 mm) sind gelegentlich Crinoidenstielglieder von Durchmessern bis zu 0,4 mm eingestreut. Der Anteil an Muscovit ist hoch (>5%), vulkanogene Quarze treten nur noch selten auf (AM9, 9').

Durchschnittliche Grössen: Quarz 0,1mm, Muscovit 0,2 x 0,02 mm, Kalifeldspate 0,5 mm.

SG: Sande

Die schlechtgerundeten, mässig sortierten Quarzkörner machen bis zu 35% aus, gröbere Karbonatkristalle 25-30%. Der Häufigkeit nach sind folgende Biogene vertreten:

Gastropoden (oft mit Peloidschlick oder gradiertem Mikrit verfüllt, teils von Innen mikritisierte Schalen), Crinoiden (0,5mm) und Echinoidenstacheln (meist epitaxial überwachsen) neben Foraminiferen und seltenen stockbildenden Algen (*Girvanella* sp.) (PL 10).

Die Komponenten des Grainstone können einzeln oder als Aggregatkörner (durchschnittlich bis 2.3 mm) mikritisch umkrustet werden. Eine fibröse Zementhülle (primär evtl. Aragonit) umfasst karbonatische wie silikatische Bruchstücke. Meist sind die als Keime fungierenden Komponenten in mehreren Krusten von radialen Kristallnadeln umgeben. Karbonatische Komponenten und feinkristalline Allocheme scheinen für fibröse Ummantelung günstiger zu sein. Die Umkrustung ist unterschiedlich mächtig und selten geschlossen. Die Zementsäume können relativ abrupt unterbrochen sein (PS4).

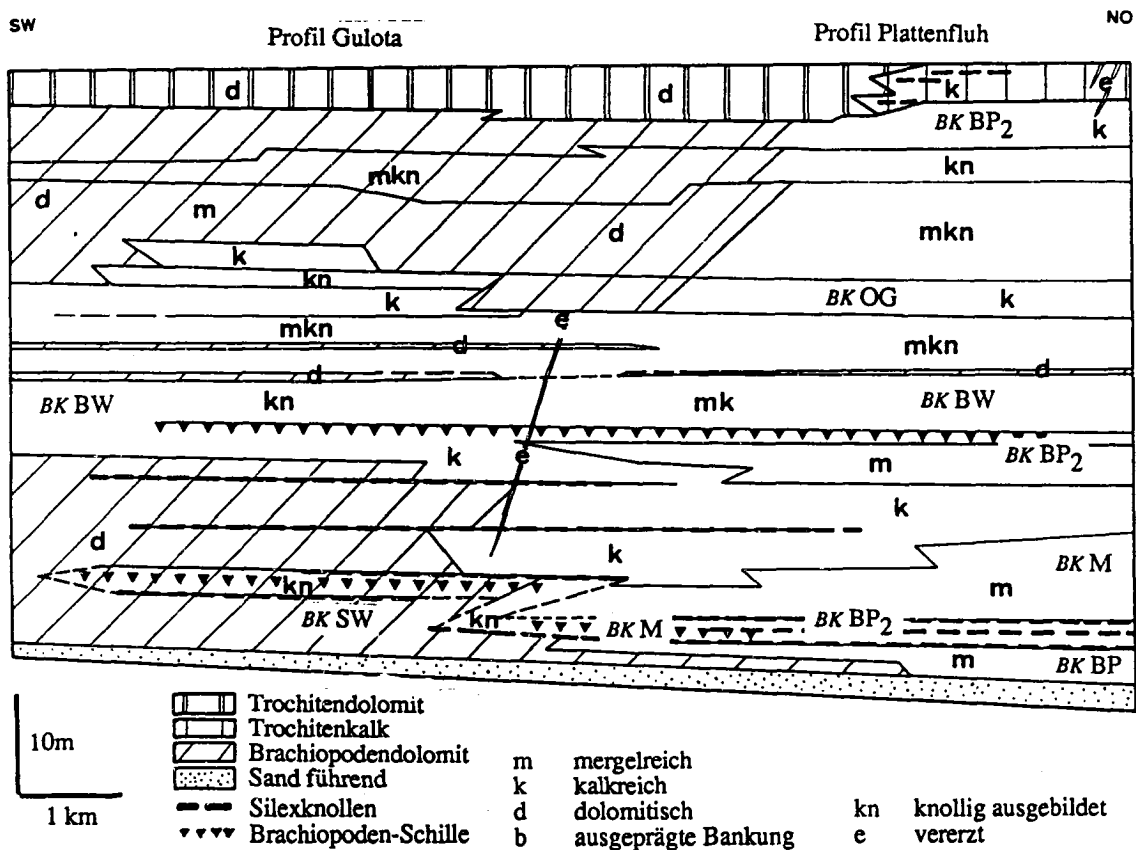
Die Matrix zwischen den ursprünglichen Komponenten ist zum Teil als Pelmikrit erhalten geblieben. Einzelne Sandlagen mit reinen, nur leicht bestäubten Quarzkörnern (0,7 mm max.) weisen eine Grundmasse mit viel Serizit-Muscovit, mikrokristallinem Quarz und Hämatit auf. (1009).

Interpretation der Fazies des Gracilis-Mb:

Die Stromatolithen (AL) in den basalen Gracilis-Schichten sprechen für supratidales bis intertidales Milieu am Rande eines Flachmeeres. Die radialstrahligen Kristallzemente in BG wurden im "Hochenergiebereich" gebildet, wobei fehlende "channel deposits" und die kurze Wellenlänge der Rippeln nur eine geringe Tide vermuten lassen. Gelegentlich vermögen Algen den Transport von Karbonatsanden (BP) zu unterbinden, indem einzelne Lagen konsolidiert und früh zementiert werden. Algenteppiche (AL) wirken auch als Sedimentfänger (SM, FM). Verkrustete und aufgearbeitete Lagen liegen als "flat-pebble"-Horizonte angereichert, in seltenen Fällen dachziegelförmig aufgeschichtet. Sie werden als Tempestite interpretiert. Die Fenstergefüge werden während Trockenphasen im supratidalen Bereich mit Meniskuszementen und karbonatischen Silten verfüllt.

Die kontinuierliche Abnahme der Sandschüttungen, welche bis in den untersten Brachiopodenkalk reichen, geht einher mit Zunahme mariner Karbonate im Laufe der Abtiefung einer Rampe. Sobald während lokaler Meeresspiegelfluktuationen die Mischwasserzone, und damit ein Bildungsmilieu für "primären" Dolomit nicht mehr erreicht wird, kommt es zur Sedimentation mergelreicher Kalke (Brachiopodenkalk-Mb.).

Fig. 47: Verteilung der Faziestypen im Brachiopodenkalk-Mb. der Ducan-Fm. zwischen der Gulota und der Plattenfluh (Ducankette).



2.2.1.2. Das Brachiopodenkalk-Mb.: (Fig. 44)

Synonyma: Je nach Lokalität benannte THEOBALD (1864, p.187) dieses Schichtglied mal "Guttensteiner Kalk", "Streifenschiefer", "Schwache Schiefer", mal "Plattenkalk (Virgloria)" oder sogar "Partnachschiefer". "Recoarokalk" und "Recoarodolomit" in BRAUCHLI (1921),

Brachiopodenkalk, "Recoarokalk" nach EUGSTER (1923). "Eisendolomit" in STUTZ & WALTER (1983), Knollenkalk in OUWEHAND (1984).

Untergrenze:

Das Auftreten der ersten mikritischen dunklen Kalke mit knolligern Schichtflächen fällt praktisch im ganzen Untersuchungsgebiet mit einer letzten, intensiven Sandschüttung zusammen. Gegen E kommen vereinzelt Kalke vom Typ des Brachiopodenkalks in den letzten Metern unter dieser Sandbank vor. Im Amselfluh- und Sandhubelgebiet bringt diese Schüttung weniger und feineres Material (Fazies-Typ SG). Wir ziehen die Untergrenze mit dem Auftreten der ersten dunklen Kalke vom Typ des Brachiopodenkalkes (Fazies-Typ BP) im W-Ducan und in den Gebieten im Landwassertal, wo der "Brachiopodenkalk" an der Basis als Dolomit gelb anwittert, mit Beginn der knolligen Ausbildung, welche mit dem Bankungswechsel über der oben erwähnten Sandbank zusammenfällt.

Lithologie:

Die Verbreitung der verschiedenen Lithologien in der Ducankette ist in Fig. 42 dargestellt. Die Knollenkalke und mergelreichen Kalke bestehen grösstenteils aus Wackestones (SW, BW) und Mudstones (M). In den untersten Bänken sowie im Dach des Members treten Packstones und Grainstones auf, welche verschiedenste umkrustete Komponenten enthalten und eine komplexe Diagenese zeigen (BP). Einzelne Bänke mit viel Biodetritus (Brachiopodenschalen, Gastropodenschalen, kleine Crinoidenstielglieder) sind über km verfolgbar. Sie sind z.T. verkieselt oder mit kleinen Chertknollen assoziiert. Die Brachiopoden sind oft zweiklappig erhalten, mikritverfüllt oder zeigen ein Geopetalgefüge. Auf die charakteristisch knollige Ausbildung wird noch speziell eingegangen.

Verbreitung des Brachiopodenkalkes:

Ducankette:

Das Brachiopodenkalk-Mb. ist im Osten der Ducankette durchwegs kalkig ausgebildet. Von W nach E tritt im untersten Profilabschnitt (mergelige Knollenkalke (BK M), max. 25m oberhalb Tuors-Davants der Dolomitgehalt sukzessive zurück. Einzelne Leithorizonte (Tempestite) enthalten bis zu 70% diagenetischen Dolomit und sind gegen E in die kalkige Fazies hinein zu verfolgen.

Im mittleren Profilabschnitt tritt eine besonders mergelreiche Fazies (BK M) nur in der östlichen Ducankette auf. Die plattigen Kalke im oberen Drittel des Members (BK OG, BK BP) zeigen in sich keine faziellen Unterschiede, sind aber in der zentralen Ducankette (Gletscherducan) partiell dolomitisiert. Das oberste Drittel des Brachiopodenkalk-Mb. ist von Westen her bis in die Gegend des Kleinducan dolomitisch ausgebildet, östlich davon durchwegs kalkig. Der Wechsel von dolomitischer nach kalkiger Ausbildung vollzieht sich innerhalb weniger hundert Meter und scheint im Zusammenhang mit der Ausbildung des Trochitendolomites zu stehen ("Ooid-Barre" mit komplexer Diagenese).

Landwassergebiet:

Eine dolomitische Ausbildung an der Basis des Brachiopodenkalkes finden wir im SW der Landwassertrias (Chavagl, Muchetta, Lenzerhorn), sowie in der Sedimentbedeckung des Rothorn-Kristallins. Plattige Kalke, vergleichbar mit dem mittleren Profilabschnitt im Ducan, stehen an der Amselflue bereits wenige Profilmeter über den Gracilis-Schichten an. Der mittlere Profilausschnitt ist mit wenigen Ausnahmen (Drosbachtobel, Urmina, unteres Bärental) in kalkiger Fazies ausgebildet. Dabei ist der Mergelanteil in den Profilen am Silberberg bei Schmitten, im Verkehrtchenkel des Lenzerhorn sowie an der Amselflue

geringer als in der Ducankette. Der oberste Brachiopodenkalk ist in der Amselplue-Platte, den Zügen und im Schmittener Tobel ärmer an terrigenem Detritus als in der Guggernell-Platte, den Muchetta-Falten, der Urmina-Schuppe und der Ducankette.

Mächtigkeiten:

Die mächtigste Ausbildung des Brachiopodenkalk-Mb. finden wir in der mittleren und östlichen Ducankette (60-70 m). In der Landwasserkette nimmt die Mächtigkeit von W nach E zu (50 m am Lenzerhorn). Die Profile an der Muchetta und in den Zügen nehmen eine Zwischenstellung ein.

Unterengadiner Dolomiten:

Erst von der Val Tavrü gegen Osten (Val S-charl, Val Sesvenna, Piz Cristannas, Rimswand und Schwarze Wand (Croda Nera)) sind mit zunehmender Mächtigkeit (5 - 30 m) Brachiopodenkalke zu finden ("Punt la Drossa-Schichten", "Eisendolomit"). Im Vergleich zu Mittelbünden tritt der Tongehalt (Illit, Chlorit) in diesen Profilen zurück. Häufiger schalten sich zwischen die oft plattig ausgebildeten Kalke Feinsand-Lagen, welche auch noch in der S-charl-Fm. auftreten (Buffalora, Val Nügli). Die von BOESCH (1936) beschriebene "Basis-Bank des Anisian" in der Ofenpassregion scheint in der Val Tavrü keine Fortsetzung zu finden, ist aber im Profil der Rimsspitze als markante Bank mit *Tetractinella trigonella* SCHLOTH., terebratuliden Brachiopoden und diversen Crinoiden-Stielgliedern wieder anzutreffen.

Eine Mikrofazies welche dem westlichen Landwasser nahe steht, aber in Mittelbünden nicht gesteinsbildend angetroffen wird, stellen die Ooid-Grainstone des Piz Cristannas dar.

Der gesamte Brachiopodenkalk ist dort geringmächtiger und enthält weniger Ton und Mergelkalk.

Von den div. Lagen mit *Tetractinellen* ist dort eine deutlich vertreten, welche vom biogenen Inhalt her und mit viel siliziklastischen Detritus sehr der Basisbank des Brachiopodenkalkes in der Ducankette gleicht ("Anis-Basisbank" in BOESCH 1937, HIRSCH 1966: oberster Teil der Punt La Drossa).

In der Val Foraz sind durch H.FURRER (Geol.Inst.ETH Zürich) *Germanonautilus* sp.²⁾ und *Pleuronautilus* sp.³⁾ gefunden worden.

Fossilfunde im Brachiopodenkalk-Mb.

Foraminifera:

Glomospirella sp.

Glomospira densa PANTIC kommt in der mikritischen Matrix der Lithologie BK SM direkt an der Basis in grosser Häufigkeit, aber auch höher im Profil vor.

Glomospira sp. aff. *G. grandis* (SALAJ)

Endothyra sp. am Guggernellgrat ob Ramoz

Ammodiscus sp. an der Muchetta

Tohypanmina sp. am Westgrat des Valbellahorn

Nodosaride Formen, u.a. *Dentalina* sp.

²⁾Das Stück zeigt Teile des Externunganges einer Form der Gattung *Germanonautilus*. Ersichtlich sind drei Kammern, von denen die vorderste Sulfatpseudomorphosen enthält. Der kofferförmige Querschnitt von 4 x 6 cm ist leicht deformiert, der Siphon ist nicht sichtbar.

³⁾Ein zweites Stück weist einen Durchmesser von ca. 8 cm auf. Die eng stehenden Kammerscheidewände der äussersten Windung (d=4 mm) sind mit einem kalzitischen A-Cement von 0,8 mm Mächtigkeit überzogen. Im externen Bereich ist die Kammerung vollkommen durch das Wachstum eines blumenkohlartigen Sulfataggregates (dolomitisch erhalten) zerstört. Der perlschnurartige Siphon (Durchmesser 2-3 mm) liegt im innersten Drittel der Windung dorsal. Die Form kann am ehesten der Familie der Pleuronautilidae zugeordnet werden. (DYIK 1984, ULRICH 1984 und SPECIALE 1967)

Porifera:

Hexactinellidae:

Hexactine, tetractine, diactine und desmone Skleren an der Amselflüh, dem Hochducan, der Muchetta und dem Valbellahorn.

Ammonoidea:

Ceratitidae:

Das von EUGSTER vom Südhang des Piz Val Mela (Piz Platta Roggia) beschriebene *Trachyceras mascagni* TORNQ. ist mit grosser Wahrscheinlichkeit ein Bruchstück eines Ceratitiden.

Das kleine Bruchstück zeigt vier flache, sichelförmig geschwungene Rippen und eine glatte, wenig gerundete Externseite.

Ceratitide⁴⁾:

Ein weiterer Ceratiten-Fund vom Südfuss des Hochducan zeigt einen axialen Schnitt mit Durchmesser von 7cm. Die Schale ist stark pyritisiert oder nur noch als feiner Stylolith erkennbar.

Paraceratites sp.

Flexoptychites sp.

treten an der Muchetta, assoziiert mit Holothurienskleriten und Conodonten auf (OUWEHAND 1984).

Ptychites sp.

Von dem in ROTHPLETZ 1908 erwähnten Fund vom Valbellahorn fehlte bereits 1913 jede Spur (SPITZ & DYRENFURTH 1913).

Conodonten:

Conodonten der Gattungen *Gondolella* und *Neogondolella* wurden durch OUWEHAND (1984) an der Muchetta gefunden und beschrieben. Mit Ausnahme eines kleinen Bruchstückes aus dem mittleren Brachiopodenkalk der Gulota, ist die Lokalität am Fahrweg nach Falein (773'425/170'675/1525) in Mittelbünden die einzige Fundstelle für Conodonten geblieben.

Gastropoda:

Loxonema sp.(ev. *Goniospira* COSSMANN) und *Turitella* sp. sind oft mit dolomitisch rekristallisierter Schale erhalten.

Brachiopoda:

Spiriferidae:

Tetractinella trigonella (SCHLOTH.) ist besonders reich im unteren und mittleren Brachiopodenkalk zu finden.

Spiriferina mentzelii an der Gulota, dem Piz Ravigliel und der Plattenfluh.

Spiriferina sp. Grosse Exemplare mit weiten Rippen, im Querschnitt sinusförmig, kommen in der Basisbank an der Plattenfluh und der Gulota vor.

Rhynchonellidae:

Decurtella decurtata (GYR.) Plattenfluh, Hochducan, Hahnengrätli, Gulota.

Terebratulidae:

Coenothyris vulgaris (SCHLOTH.) An der Muchetta, dem Piz Ravigliel, der Gulota und dem Hochducan.

Lingulida:

Lingula sp. aus den mittleren BK an der Jöri Jegersch Nase (E-Ducan) und an der Plattenfluh.

Terebratulide Formen mit stärker gewölbten Klappen und leicht gewellter Kommissur an der Muchetta und am Hahnengrätli.

⁴⁾ Auffällig sind die leicht gerundete, glatte Externseite und der steile Abfall zum Nabel. In derselben Bank liegen nahe diesem involuten Stück noch zwei weitere, stark pyritisierte Cephalopoden von 0.7 und 1.3 cm Durchmesser. Sie können nicht weiter bestimmt werden. (Fig. 79)

Lamellibranchiata:

- Plagiostoma striata* am Westgrat der Muchetta, an der Plattenfluh und am Ostgrat des Mittaghorn.
Gervillia sp. am Hahnengrätli und ander Muchetta
Paleonucula sp. an der Muchetta, der Gulota und im Bärental.
Entolium discites Gulota, Muchetta.
Daonellen wurden nicht gefunden.

Crinoidea:

- Osteocrinus* sp. und unbestimmbare Stachelfragmente kommen in der Lithologie BP vor.
Pentacrinus sp. und *Apiocrinus* sp.(?) am Kleinducan
Encrinus liliiformis LAM. im Sattel zwischen Plattenfluh und Mittaghorn.
Isocrinus sp. an der Muchetta (OUWEHAND 1982)

Ostracoda: Unbestimmbare, aber in wenigen Lagen des zentralen Brachiopodenkalkes recht häufig auftretende, stark rekristallisierte Formen mit kaum suturierter Schale kommen ob Tuors Davants, am Mittaghorn und an der Schrätta (Sertig) vor.

Kotpillen:

Palaxius sp.

Fische:

- "*Saurichthys*": In Lösungsresten sind kleine gebogene, spitze Zähne mit ovalem bis rundem Querschnitt im oberen Drittel des BK östlich des Mittaghorns zum Vorschein gekommen.
Gyrolepis sp.: Rhombenförmige Schuppen können über das ganze Profil hinweg gefunden werden. Kleinere stammen ev. von *Semionotus* sp. (Aufarbeitung ist nicht ausgeschlossen.)

Alter des Brachiopodenkalkes:

Die gefundenen Ceratiten können die stratigraphische Stellung des Brachiopodenkalkes im Oberen Anis nicht präzisieren.

Verglichen mit gut erhaltenen Stücken aus den Bergamasker und Tridentinischen Alpen, gehören die Funde aus dem Ducan am ehesten in die untere *Trinodosus*-Zone⁵⁾. Die an der Muchetta durch OUWEHAND (1984) gefundenen Formen belegen präziser als die Funde aus dem Ducan das Obere Anis (*Trinodosus* Zone).

Die Mikrofazies des Brachiopodenkalkes:

A) BP	Bio- Mikrospartit	(skeletal Packstone)	(m)
B) BW	Intra-Biopelmikrit	(Wackestone)	(h)
C) SW	Silt- und Bioklasten-führender Mikrit	(Wackestone)	(h)
D) M / SM	Mikrite	(Mudstones)	(m)
E) AB	Stromatolithischer Intra-Mikrospartit-Dismikrit	(Bindstone)	(s)
F) OG	Oolithischer Onko-Pelsparit	(Grainstone)	(s)

(h= häufig, m= mässig häufig, s= selten)

⁵⁾ Im oberen Teil der *Trinodosus*-Zone sind Kiele, externe Furchen, Rippen über die Externseite, kräftige Knoten oder eine dachförmige Externseite häufig. Die Eingliederung in den unteren Teil der Zone beruht auf "Negativargumenten".

A) BP Biosparit (skeletal Packstone)

Der biogene Grain- bis Packstone umfasst verschiedene Typen im Übergangsbereich zwischen dicht gepacktem Biomikrit und schlecht sortiertem Biosparit.

Die feinkritische Matrix ist durch Scherung und Lösung texturiert: Entlang von Stylolithen sind Echinodermen, Rinden von Körnern und Lamellibranchiatenschalen partiell gelöst. Einzelne Foraminiferen sind erkennbar geblieben, seltener Körner, die Kotpillen vom Typ *Palaxius* ähnlich sehen. Der Mikrit enthält weniger als 2% Quarz und Muskovit, gelegentlich sind eckig begrenzte Körnchen von Apatit eingestreut.

Der Anteil an Matrix ist unterschiedlich. Reine Biomikrite können in besonders dicht gepackten Lagen hohe Porosität aufweisen. Der Übergang in ausgewaschene Biosparite ist unter prozentualer Abnahme der mikritischen Matrix fließend. Diese findet sich schlussendlich nur noch im Innern von Gastropodenschalen. Generell ist die matrixreichere Lithologie anfälliger auf Verscherung.

Folgende Komponenten können unterschieden werden:

Echinodermen: Die leicht mit mikritischen Rinden umkrusteten Sklerite sind gelegentlich angelöst und durch hämatitische Stylolithe begrenzt. Sie sind meistens kalzitisch rekristallisiert und nur dann noch mit feiner Siebstruktur erhalten, wenn sie in dunkler, mikritischer Matrix eingebettet sind.

90% der Komponenten sind als runde, leicht fünfeckige, mit Zentralloch versehene Columnalia und als U- bis trapezförmige Brachialia erhalten. Weitere Stacheln zeigen, besonders in den mergligen Partien, einen weiten Axialkanal und parallel dazu radialstrahlig angeordnete Seitenkanäle (Typ *Osteocrinus*).

Etliche Fragmente sind angelöst oder zerbrochen.

Lamellibranchiaten: Hier handelt es sich ausschliesslich um umkrustete Fragmente. Die Krusten umschliessen in unterschiedlicher Mächtigkeit die Komponenten meist ganz. In einzelnen Lagen sind diese bis zu 25% einseitig bis auf die kernbildende rekristallisierte Schale abgetragen. Im Innern der Krusten sind Wachstumsdiskontinuitäten sichtbar. Einzelne hellere Partien weisen mehr feinen Quarz-Dolomitsilt auf.

Gastropoden: Die hochkonischen Formen sind durch dunkle, feine Mikrite verfüllt. Gelegentlich zeigen solche Füllungen Gradierungen, charakterisiert durch Quarz, Muskovitlagen, biogene Fragmente, hauptsächlich Ostracoden, deren Schale ausnahmslos rekristallisiert ist. Der unterschiedlichen Auswaschung wegen müssen im Typ BP folgende Varietäten gesondert betrachtet werden:

BP 1) Der reine Biomikrit

Der Raum zwischen den dicht gepackten Komponenten ist matrixverfüllt.

BP 2) Die teils ausgewaschenen Biomikritlagen

Wo die mikritische Matrix ausgewaschen ist oder primär fehlt, setzt mehrphasige Zementation ein. Es können in der Regel ein A-Zement und ein B-Zement unterschieden werden. Der B-Zement kann dolomitisch sein. (3241, 1124, 1124')

BP 3) Ausgewaschene Biosparite

Dieselben Komponenten sind in sparitischem Zement gebunden. Die Komponenten sind hier ebenfalls angelöst (alle Lamellibranchiaten, z.T. Gastropoden und Fragmente von Crinoidenstielgliedern).

Die ursprünglich mikritischen Säume sind resistenter gegen die Lösung als die Gastropodenschalen. Von den Kästchenwänden, die dadurch erhalten bleiben, wachsen sowohl ins Innere der Komponente als auch nach aussen Hundezahnzemente. Diese Hundezahnzemente (Fig.113) ersetzen stellenweise im Faziestyp BP 2 den A-Zement. (RAV", PL21, PL22)

Rekristallisation:

Die kontinuierlich fortschreitende Zementation verhindert zum Teil die Bildung klar unterscheidbarer Zementgenerationen. Die Komponenten können ebenfalls durch eine sparitisch-dolomitische Rekristallisationsphase erfasst werden. Bei Trochiten setzt diese im Zentralkanal an, sodass gelegentlich nur noch ringförmig die Struktur der Stielglieder oder Echinoidenstacheln erkennbar ist.

Gleichzeitig mit dieser Phase der dolomitischen Rekristallisation werden Gangsysteme mit Magnesit, welche die Ducan-Fm. über 100 - 200 m durchschlagen, beobachtet. Die Hämatitinkrustierung, welche die Trochiten, Zahnfragmente und Fischschuppen erfasst, steht mit der Magnesitimprägung in unmittelbarem Zusammenhang.

In Lösungshohlräumen, welche anstelle der stark umkrusteten Bruchstücke von Lamellibranchierschalen zurück bleiben (Sphärocoidenkeime), wachsen idiomorphe Dolomithomboeder. Die Zentren dieser Rhomboeder sind gelegentlich durch neu gebildeten Apatit verdrängt. (vgl. 1124').

Interpretation:

Chronologisch unterscheidbare Phasen in BP:

1. Zertrümmerung der Komponenten im hochenergetischen Bereich
- 2a. Mikrobielle Umkrustung der Lamellibranchiaten und zum Teil der Crinoiden.
- 2b. Konsolidation im ersten Mikritschlick, Bildung von Lithoklasten, die umkrustet werden.
- 2c. Verfüllung von Gastropodengehäusen.
- 3a. Umlagerung, mechanischer Abrieb der Crinoiden und zum Teil der Rinden (evtl. durch Stürme).
- 3b. Rekristallisation der Crinoiden unter Hämatit- und Magnesitbildung.
- 4a. Einbettung im zweiten mikritischen Schlick. Einschwemmen von Mikrit in die Zwickel zwischen den Komponenten.
- 4b. Bildung von A-Zementen.
- 4c. Mikritisierung der Komponentenränder, welche nicht in Phase 2a mit Mikrobenkrusten überzogen wurden.
5. Auswaschung des "Boundstone", Lösung von Mikrit zwischen den Schalen und Auflösung der Schalen selbst. Aragonitschalen werden vor Kalzitschalen gelöst, kalzitische Schalen z.T. nur partiell.
- 6a. Hundezahnzemente wachsen auf Mikritrinden (auch im Inneren der ursprünglichen Komponenten).
- 6b. Rekristallisation unter authigener Dolomitbildung.
7. Imprägung von Apatit, apatitische Rekristallisation von Lamellibranchiatenschalen.
8. Fortschreitende Dolomitisation führt zur Bildung von B-Zementen in Hohlräumen.
9. Zerschering des Sedimentes, Drucklösung, Stylolithbildung.
10. Authigene Umkrustung mikrokristalliner Quarze durch syntaxiales Aufwachsen. Die äusserst scharfkantig begrenzten Polygone, welche den Quarz begrenzen, sind sehr rein, hingegen enthalten die Partien unmittelbar um das detritische Korn noch sehr viele karbonatische Einschlüsse.

B) BW: Biopelmikrite (Wackestone):

Die Matrix dieser Gastropoden-Echinodermen-Brachiopoden-Pelmikrite führt lagenweise feinen detritischen Quarz (durchschnittliche Komponentengrösse von 0,03 mm) und flottierten Muskovit. Der terrigene Detritusanteil übersteigt 5% nicht. Bioklasten, grösser als 1 mm, machen 20-35% des Gesamtgesteines aus. (S9, S10, X26, A9, A9', 1332)

Homogen rekristallisierte Schalen von Gastropoden und Brachiopoden schwimmen in einer mikritischen Matrix. Die xenomorphen Kalzitkristalle der rekristallisierten Schalen überschreiten im Durchmesser 0,2 mm nicht. Als Komponenten untervertreten sind Rindenkörner (bis zu 1 cm Durchmesser), deren Kerne mikritisierete Lamellibranchiaten-

schalen oder unkenntlich rekristallisierte Dolomitaugen bilden.

Fischschuppen vom Typ *Gyrolepis* sind nur als kleine Fragmente (max. 0,5 mm) erhalten geblieben. Dennoch ist der schichtförmige Aufbau einer inneren "Schale" von der dachziegelförmigen äusseren Deckschicht deutlich zu unterscheiden. Die Schuppenfragmente sind im Apatit erhalten geblieben und von hämatitischen Perlschnüren durchsetzt. (1332, 59) Vereinzelt Crinoidenstielglieder (Durchmesser max. 1 mm) sind apatitisch erhalten. Ihre Form ist gut erkennbar (Columnalia mit fünfeckigem Zentralloch, Pinnata und undefinierbare Polygonalia).

Die Grundmasse bilden mikritische Peloiden oder mikritisierte Foraminiferen (*Glomospirella* sp., *Glomospira* sp., stark rekristallisiert).

In den siltreichen Lagen finden sich auch vereinzelt triaxone Spongienspiculae, welche quarzitisches rekristallisiert sind. Ihre Zentralröhren sind durch karbonatischen Mikrit gefüllt (Zentralloch = 0,05 mm, Durchmesser der Spiculae 0,08 - 0,09 mm). Eigentliche Lagen von Spongienspiculae finden sich oft im Nahbereich von Pseudomorphosen nach Gips und Coelestin. (A9')

In den Echinodermen-Gastropoden-Spongiemikriten sind die Gastropodenschalen in seltenen Fällen von der Rekristallisation verschont geblieben. Über der Prismenschicht hebt sich ein feines, pigmentiertes Filament ab (gefärbte Epidermisreste?). (R4, JB).

C) SW Foraminiferen-Gastropoden-Pelmikrit:

Die mikritische Matrix dieses Typus setzt sich aus Peloiden (von max. 0,06 mm Durchmesser) und aus Bruchstücken von solchen zusammen.

Der Anteil von terrigenem Detritus beträgt in konzentrierten Lagen 20% reiner Quarz, 5% mikrokristalline, hämatitbestäubte Quarze und 5-7% Hellglimmer.

Dolomitierte triaxone und tetraaxone Spongienspiculae treten in der Matrix dispers verteilt auf. Sie sind im kalzitischen Schlick quarzitisches kristallisiert. Die Reste von Schuppen und Zähnen sind alle hämatitisch umkrustet (21).

Die Foraminiferen sind dank den dunkeln mikritischen Schalen gut erkennbar. Nach Vergleichen mit den durch GAZDZICKI (1983) bestimmten Formen handelt es sich auch hier um *Glomospira densa* PANTIC und *Glomospira* sp.

In diesem Faziestyp treten keine Trochiten auf. Dies wird auch im Briançonnais weitgehend beobachtet: die Vergesellschaftung von *Glomospira densa* PANTIC mit Crinoiden scheint im Anis eher selten zu sein (BAUD 1985).

D) Mikrite

1) SM Sandiger Mikrit

Bis zu 40% der Matrix können hier detritische Quarze von 0,02-0,05 mm Durchmesser ausmachen. Sie sind vergesellschaftet mit parallel eingeregeltten Hellglimmerplättchen, welche mit Längen bis zu 1,2 mm unversehrt erhalten geblieben sind. Hämatit (2%) scheint in zwei Generationen das Gefüge zu imprägnieren (P260, L16):

1. Aggregate von sechseckigen Täfelchen.
2. als feine Bestäubung der Matrix.

2) BM Biogen-führender Mikrite

Der homogen kalzitisch kristallisierte Mudstone (Durchmesser der Kristallite max. 0,02 mm) führt nur vereinzelt Bruchstücke von Gastropoden und Ostracoden. Gering ist auch der Anteil an Tonfilamenten oder stylolithischen Häuten. Einzelne "burrowings" sind randlich durch Quarzkristalle ausgekleidet. Das Restvolumen wird kalzitisch (B-Zement) verfüllt oder steht noch offen. (1123, AF1).

In seltenen Fällen (nur im Landwassertal) sind vereinzelt Ooide in die mikritische Matrix geraten. (26Ba).

E) AB Biolithit (Bindstone):

Feine Algenfilamente mit Kristallitsäumen liegen verfaltet und in unterschiedlicher Länge aufgebrochen übereinander. In den Zwischenräumen sammelt sich linsen- bis lagenförmig Grainstone vom Typ OG (max. 35% des Gesamtgesteins). Die Kerne der "coated grains" sind gelöst worden und durch Dolomitsparit ersetzt. (X27).

Vom Aufbau der Filamente ist nur eine feine Lage von Mikrit erhalten geblieben. Darauf sitzen zahnreihenförmige Dolomitkristalle. Meist weist dieser Zahnzement nach stratigraphisch unten, wächst aber auch doppelseitig auf. Dieser Typ tritt nur im W Landwasser auf.

Die dolomitisch-sparitische Zementation überprägt das Filamentgefüge sowie auch die in den Zwickeln gesammelten coated grains. Einzelne Porenräume bleiben offen. Sie werden später durch Kalzitkristalle ausgekleidet.

F) OG Oolithischer Biopelsparit ("coated grain"-Grainstone :

Gut sortierte Karbonatsande mit sparitischem Zement. Die Komponenten sind durch ihre Wachstumssäume gut bis sehr gut gerundet. Die 10% Lamellibranchiatenschalen sind lagenweise angereichert und stets mikrobiell umkrustet.

Je nach Art des Kernes sieht der Aufbau der Rindenkörner anders aus. Meistvertreten sind Fragmente von Crinoidenstielgliedern und gerundeten Mikritkörnern (Fig. 112). Die Keime sind teils unter randlicher Zersetzung mikritisch umkrustet. Über dieser ersten Kruste können mehrere, z.T. konzentrische Mantelkrusten sitzen. Es ist aber oft ein radialstrahliger A-Zement als heller rekristallisierter Ring vorhanden.

Eine weitere mikritische Rinde schliesst den rekristallisierten Prismenzement gegen aussen ab. Die Körner sind durch einen feinen dolomitischen A-Zement gegenseitig gefestigt. Dolomitischer B-Zement füllt das restliche Volumen zwischen den Körnern aus. (C1, C6).

Dieser Typ wurde nur in den Engadiner Dolomiten angetroffen (Piz Cristannas).

Zur Knollenbildung im Brachiopodenkalk:

Die Knollenbildung kann nur bedingt mit den bekannten Beispielen des Ammonitico Rosso (JENKYNS 1974) im mediterranen Jura oder etwa dem Knollenkalk der oberen Kreide Südenglands verglichen werden.

Der rasche Übergang aus supratidalen Stromatoliten in die knolligen Lagen macht den Bildungsvorgang unabhängig von Prozessen im tiefmarinen Milieu. Kristallisationskeime sind mit dem verbreiteten Biodetritus über das ganze Profil reichlich vorhanden.

Erscheinungsbild:

Hauptsächlich der untere und zentrale Teil des Brachiopodenkalkes ist knollig ausgebildet ("Knollenkalk" in OUWEHAND 1984).

Dieser Profilabschnitt ist durch respektablen Tonanteil (5-15%) und viel Biodetritus charakterisiert.

Eigentliche Wechsellagen von Ton und Kalk werden nicht sedimentiert, hingegen sind mergelreiche Lagen mit Kalkbändern, welche sehr unregelmässige, bucklige Schichtunter- und gewellte Schichtoberflächen aufweisen, häufig.

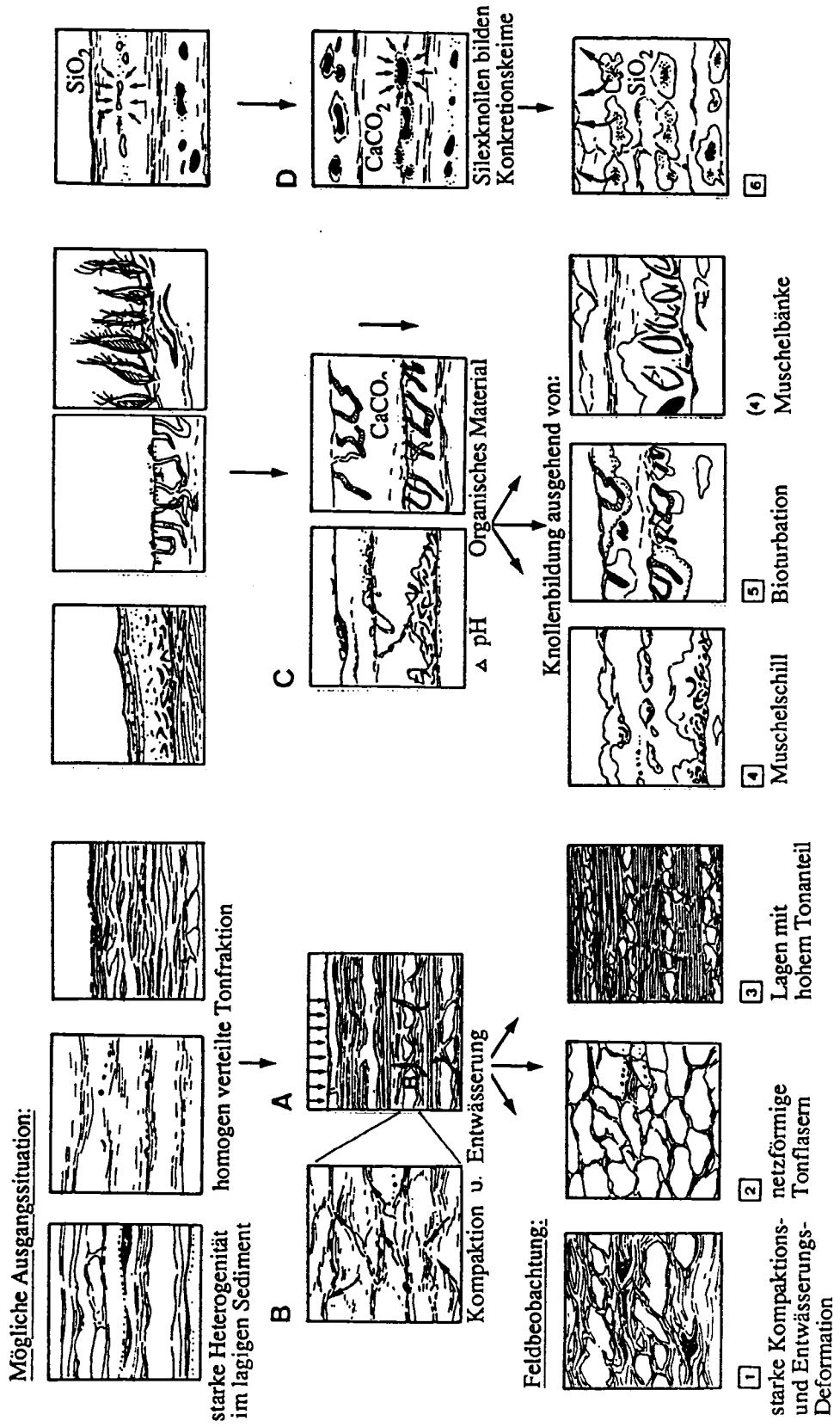
Solche Bänke können sich in einzelne Knollen auflösen oder wachsen zu einem homogenen kalkigen Schichtstoss mit geringem Tonmergelanteil zusammen. Die Schichtflächen sind stets gewellt und weisen Drucklösung auf. Anostomosierende Tonhäute werden in alpin deutlich beanspruchten Zonen zu Styloolithen.

Knollenformen:

In Abhängigkeit vom Kalk/Mergel Verhältnis, von der Präsenz von Biodetritus und dem mikrochemischen Milieu werden verschiedene Formen der Knollenbildung beobachtet.

1) Isolierte, kalzitische oder dolomitische Knollen von 3-7cm in ton- und silthaltigen dunkleren Kalken.

Fig. 48. Die Knollenbildung im Brachiopodenkalk



- 2) Perlschnurartig aneinandergereihte Knollen (5-15cm), die z.T. verwachsen sind, bilden Lagen, welche durch dunklere Tonsiltmatrix getrennt vorliegen.
- 3) Die Knollen verwachsen gegenseitig, die Tonsilte durchziehen schlierenartig den Kalk, welcher 20-40% Dolomit enthalten kann.
- 4) Die Knollenlagen sind an einen Horizont biogener Aktivität gebunden.
- 5) Lagen von allochthonem Biodetritus mit arenitischer Grundmasse sind Ausgangsschicht der Knollenbildung.
- 6) Kalzitische Knollenlagen sind zentral verkieselt. Die Hornsteinknauern können randlich oder ganz durch Kalzit oder Dolomit verdrängt worden sein. (Fig. 48)

Lithologische Unterschiede:

Die grauen kalkigen Lagen entsprechen den unter den Mikrofaziestypen BP 1) und BP 2) beschriebenen Lithologien. Im oberen Teil des Brachiopodenkalk-Mb. werden hauptsächlich diese Grainstones von einer spätdiagenetischen Dolomitisation erfasst.

Die teils zurückwitternden gelblichen bis dunkelbraunen Lagen entsprechen den Typen BW und M.(Fig. 47)

Interpretation:

Die Anreicherung von Tonen scheint eine Knollenbildung zu verhindern, eingestreutes organisches Material wirkt sich begünstigend aus.

Aus den Feldbeobachtungen kann auf verschiedene Bildungsarten geschlossen werden: (Fig. 48)

- A) Beschränkte Kalzitfällung im tonhaltigen Sediment führt zu Wechsellagerung von Kalkschlick und Tonmergel. Die Präsenz von Tonen, besonders im basalen BK-Mb. mag mit reduzierter Salinität einhergehen. In dieser Periode wechselnder Konzentration von Ca^{++} , Mg^{++} und HCO_3^{--} in der Sedimentoberfläche wird periodisch Sättigung erreicht. (KESSLER 1985)
- B) Die Kompaktion und Entwässerung des Sedimentes erzeugt und deformiert Knollen. Tonfilamente durchziehen weiche Kalkschlicklagen und bilden Flasern und spindelförmige Knollen (BAUD 1984, p. 142 ff). Sie begünstigen die Zirkulation der entweichenden Wässer. Drucklösung in tieferen Lagen führt gesättigte Lösungen in die oberflächennahen Sedimente, wo Fällung stattfindet.
- C) Wohnbauten (*Rhizocorallium* sp.) sind oft Zentren von Knollen. Lagen von Brachiopoden und Gastropodenschalen bilden in der mergeligen Fazies helle Kalkbänder, welche als "backflows" von Tempestiten interpretiert werden. Die Oxidation von organischem Material durch Sulfat-reduzierende Bakterien dürfte dabei eine wesentliche Rolle spielen (LIPPMANN 1968/1973, AIGNER 1984). Selten sind Bänke von Plagiostoma, welche in Lebensstellung eingebettet sind und durch ihr organisches Material und Hartsubstrat die Knollenbildung begünstigen.
- D) Silexknollen bilden als Kristallisationskeime die Zentren der kalzitischen und dolomitischen Konkretionen. Ihre klare Begrenzung innerhalb der Karbonatknollen ist auch dann noch sichtbar, wenn sie entsilifiziert wurden.

Interpretation des Milieus des Brachiopodenkalkes:

Der Brachiopodenkalk repräsentiert die einzige vollmarine (open shelf) Ablagerung der Mitteltrias im untersuchten Gebiet. Die mergelreichen Lithologien kommen durch ständige Zufuhr von siliziklastischem Detritus zustande (SW, M) und deuten an, dass es sich um ein rel. kleines Randbecken handelt. Die Knollenbildung ist an primäre, sedimentäre Inhomogenitäten gebunden.

Eine charakteristische Abfolge der Lithologien oder eigentliche sedimentäre Zyklen konnten keine festgestellt werden. Die unterschiedlich Ausbildung im Profil scheint auf dem Wechselspiel von karbonatischer Fällung, siliziklastischer Lieferungen und gelegentlichem Eintrag von Bio- und Lithoklasten zu beruhen.

Die "Schalenpflaster" können mit denjenigen des Germanischen Muschelkalkes verglichen werden. Dort werden sie als Biostrome gedeutet (SEIBOLD 1985 ; AIGNER 1977/1985). Wir sehen in den geringmächtigen Lagen mit Gastropoden und Lamellibranchiaten, in welchen oft auch isolierte Schalen vorkommen "backflows" von Tempestiten (OG, BP), (AIGNER 1982).

Der kontinuierliche Übergang von Fuorn Sanden über die Gracilis Dolomite in den Brachiopodenkalk hinein widerspiegelt die Fazieszonierung auf einer Rampe. Der distale Teil dieser Rampe wird durch biogenen Detritus gespiesen, welcher sich in Lagen bis zu 20cm anhäufen kann. Dies hauptsächlich wenn ganze Bänke von Teractinellen abgeräumt werden.

Terebratulide Brachiopoden und *Lingula* leben im tonhaltigen Kalkschlick des Subtidal, wo sie insitu eingebettet werden. Lokale Senken auf dem epikontinentalen Schelf weisen respektable Wasertiefen auf. Conodonten, Cephalopoden und partielle Kalklösung im mittleren Teil des Brachiopodenkalkes charakterisieren bathymetrisch den Höhepunkt der anisischen Transgression.

2.2.1.3. Das Trochitendolomit-Mb.

Synonyma: Oberer "Muschelkalk" nach BRAUCHLI (1921), Trochitendolomit in EUGSTER (1923), Trochitendolomit in OUWEHAND (1984), Oberer "Croda-Nera-Dolomit" nach DÖSEGGGER & MÜLLER (1976), Trochitendolomit der Follerkopf-Fm. in STUTZ & WALTER (1983).

Untergrenze:

Wo der obere Brachiopodenkalk kalkig ausgebildet ist, gilt der Wechsel von Kalk nach Dolomit als Grenze. Andernfalls sind der starke Rückgang des Mergelanteils und Fossilgehaltes, sowie die ruhigere Bankung und zunehmend sparitische Ausbildung geeignete Kriterien.

Obergrenze:

Der Übergang von den massigen, grauen Dolomitareniten in gebankte, gelbe Dolomitmikrite mit Tonsilten und gewellten Schichtflächen, ist scharf und klar überall verfolgbar. Die Ravais-ch-Rauhwaacke setzt aber erst nach weiteren 2-5 Profilm Metern über einem Hartgrund ein.

Lithologie:

Dunkle, zuweilen braun- aschgrau anwitternde, sparitische Dolomite. An der Basis sorgen Tonfilamente für eine feinere Bankung. Im E der Ducankette ist der Trochitendolomit durchwegs kalkig erhalten. Silixknollen treten dort in verschiedenen Niveaux auf. Die Kalkarenite enthalten stockbildende Algen und Trümmer von Onkoiden. Im NE des Landwassertales tritt eine sphaerocodienreiche Peloidschlick-Fazies auf.

Faziesverteilung des Trochitendolomit:

Ducankette

Ein markanter Fazieswechsel vollzieht sich im Trochitendolomit der Ducankette zwischen Kleinducan und Hochducan (vgl. Profilerie, Fig. 60) . Der geringmächtigen, kalkigen Ausbildung im E steht eine mächtigere, dolomitische und massige Ausbildung im W gegenüber. In den gutgebankten Kalken (Plattenfluh und Mittagshorn) treten Silixknollen lagenweise auf. In der unterliegenden, massigen Kalkbank können stockbildende Algen gefunden werden. Grosse Crinoiden-Stielglieder sind in der Ducankette selten und meist umkrustet (Hämatit, Limonit).

Landwassergebiet:

Im Landwassergebiet ist der Trochitendolomit nirgends in kalkiger Fazies ausgebildet. Die massigen, grauen Dolomite der Zügen und westl. Landwasserkette enthalten selten, dafür in einzelnen Lagen haufenweise angereichert, grosse Crinoiden-Stielglieder (*Entrochus*

silesiacus BEYR).

Im NE sind Sphaerocodien gesteinsbildend (Bärental, Amselflue, Valbellahorn). Fragmente von Kieselschwämmen (*Tremadictyon* sp.) können im äussersten NE gefunden werden (Amselflue). Im Trochitendolomit finden sich Pb-Zn-Vererzungen (vgl. Kap. Vererzungen).

Untere Engadiner Dolomiten:

In den Untere Engadiner Dolomiten können massige, dolomitische Bänke im Dach des "Brachiopodenkalkes" von der Val Tavrü nach E verfolgt werden.

Sie enthalten in der Val d'Uina und im Schliniggebiet grosse Crinoiden-Stielglieder und Sphaerocodien (Trochitendolomit in STUTZ & WALTER 1983). Brachiopodenkalk und Trochitendolomit der Val d'Uina wurden von DÖSSEGGER (1974) noch in die Fuorn-Fm. gestellt.

Fossilfunde aus dem Trochitendolomit:

Algen:

Cayeuxia sp. an der Jöri Jegersch Nase (E-Ducan) neben undefinierbaren Bruchstücken von Dasycladaceen. Sphaerocodien an der Amselflue.

Foraminifera:

Unbestimmbare, kleine Formen von *Glomospirella* sp. an der Gulota.

Porifera:

Tremadictyon sp., aff. *T. romerii* (ECK). Das hochkonische Exemplar (11 cm) weist bei einer Wandstärke von 5-6,5 mm am oberen Ende einen Innendurchmesser von 3 cm auf.

Von einem weiteren Exemplar eines hexactinelliden Kieselschwammes ist ein Bruchstück von 2,5 cm Durchmesser und mind. 5 cm Höhe erhalten (Fig 77). Es könnte sich um eine andere als die oben erwähnte Art von *Tremadictyon* handeln.

Gastropoden:

Goniospira COSSMANN ⁶⁾ an der Jöri Jegersch Nase (E-Ducan)

Wenige dolomitisierte Trümmer von möglicherweise *Vernelia* BÖHM

(ev. *Pachyomphalus* BÖHM ?) ⁷⁾ am Südfuss des Hochducans und an der Gulota.

Lamellibranchiata:

Nur unbestimmbarer Detritus stark untergeordnet zwischen den Sphaerocodien an der Amselflue.

Brachiopodea:

Lingula sp. an der Amselflue.

Crinoidea:

Entrochus sp., aff. *E. silesiacus* BEYRICH. Die feinskulptierten Gelenkflächen sind nur in seltenen, gut angewitterten Bruchstücken erkennbar. Gulota, Grealetsch E-Grat, Wiesener Tobel.

Encrinurus liliiformis (LAM.) Auch hier sind nur Columnalia gefunden worden, was zur Artbestimmung nicht ausreicht. Das Höhen/Durchmesser-Verhältnis variiert zwischen 0,28 und 0,31 (zentraler bis höherer Stielbereich).

Osteocrinus sp., aff. *O. rectus* an der Jöri Jegersch Nase und unbestimmbare Fragmente von der Muchetta, aus dem Stulsertal, der Gulota und der Amselflue.

Vertebrata:

Unbestimmbare Knochenfragmente.

Spurenfossilien.

⁶⁾Bei den von EUGSTERs (1923) als *Laxonema* sp. bestimmten Formen könnte es sich ebensogut um *Goniospira* COSSMANN handeln.

⁷⁾Die von EUGSTER (1923) als *Naticopsis subelongata* D'ORB. und *Naticopsis* sp., aff. *N. obvallata* KOKEN bestimmten Formen wurden im Feld auch gefunden und als *Vernelia* BÖHM bestimmt.

Alter des Trochitendolomites:

Die Fossilfunde im Trochitendolomit erlauben keine Datierung. Die grossen Crinoiden (*Entrochus silesiacus* BEYRICH, *Encrinurus liliiformis* LAM.) werden vorzugsweise im oberen Anisian gefunden (TOLLMANN E. & TOLLMANN A., 1967, p.23). Aufgrund der Fossilfunde aus dem unterliegenden Brachiopodenkalk ist der Trochitendolomit in die Trinodosus-Zone oder ev. noch jünger einzustufen.

Mikrofazies des Trochitendolomites:

A) Sparite

- | | | | |
|--------|--------------------------|------------------------|-----|
| 1) ONP | Onkoid Intra Mikrosparit | (Packstone) | (m) |
| 2) OG | Oopelsparit, Oosparit | (Grainstone) | (s) |
| 3) PG | Pelsparit | (Grain- bis Packstone) | (h) |

B) Mikrite

- | | | | |
|-------|----------------------------------|-----------------------|-----|
| 1) LW | Loferitischer Mikrit (Dismikrit) | (Wackestone) | (m) |
| 2) BP | Biomikrit, Dismikrit | (skeletal Packstone) | (s) |
| 3) CW | Crinoidenmikrit mit Silt | (Wackestone) | (m) |
| 4) MW | Mikrit, siltführender Mikrit | (Mud- bis Wackestone) | (m) |

C) Seltene Spezialfälle

- | | | | |
|-------|--------------------------|---------------|------|
| 1) AB | Biolithit (Algenlaminit) | (Boundstone) | (ss) |
| 2) ES | Erzführender Dolosparit | | (m) |

(h = häufig, m = mässig häufig, s = selten, ss = sehr selten)

A) Sparite

1) ONP: Onkoid-Intra-Mikrosparit, Sphärocodien-Mikrit (Packstone)

Die Kerne der Onkoide werden zu 80% durch Bioklasten gebildet. Entsprechend ihrer Form (Spongienspiculae, Schalenfragmente von Lamellibranchiaten) ist die Rundung der Körner unterschiedlich. Die durch Mikroben gebundenen Krusten variieren in der Mächtigkeit (0,02-0,5 mm). Sie umgeben die Körner zu 60-360°. Einzelne Krusten bilden über konkaven Teilen der Bioklasten Brücken, unter welchen die Hohlräume sparitisch kristallisieren. Dadurch verbessert sich der Rundungsgrad der Onkoide mit zunehmendem Wachstum. (T1, Am15, J10)

Als Intraklasten sind Pelsparite vertreten. Die Pelloide (durchschnittlich 0,2 mm) sind durch eine dünne, dunkle mikritische Rinde vom bindenden Orthosparit getrennt. Der Durchmesser der Intraklasten entspricht mit durchschnittlich 1,5 mm jenem der Onkoide.

Diagenetische Schritte, welche das Korngefüge überprägen, sind:

1. Eine Auswaschung, die hauptsächlich die mikritische Matrix löst und Hohlräume schafft in denen es zur Kristallisation eines Orthosparites mit zwei Generationen (A- und B-Zement) kommt (T1).

2. Epitaxiale fibröse Zemente umkrusten rekristallisierte Crinoidenstielglieder und Lamellibranchiaten-Schalen (1338, Am15').

2) OG: Oopelsparite, Oosparite, Pelsparite (Grainstone)

Die dolomitischen Grainstones sind gut sortiert, und die Komponenten gut gerundet. In der Regel lässt sich der Aufbau der diversen Krusten, deren Mächtigkeit zwischen 1/3 und 1/20 des Korndurchmessers schwankt, nicht mit Sicherheit einem primären Zementtypus zuordnen. Ungeachtet der diversen Diageneseprozesse können von der Art und Packungsdichte der Komponenten sowie der Präsenz einer "Kleinpeloid-Grundmasse" zwei Typen unterschieden werden:

2a) Ooidpelsparite: Die perfekt sortierten mikritischen Körner sind zu 10% erkennbar von

konzentrischen Schalen umgeben, welche ebenfalls mikritisiert sind. Epitaxiale "rim-cements" verfüllen die Zwickel zwischen den Komponenten, welche lagenweise in Kornkontakt stehen. Die Komponenten messen durchschnittlich 0,15 mm. (1339)

2b) Rekristallisierter Oopelmikrit (Du8) Locker gepackte Ooide mit erkennbaren Keimen und weniger als 10% Mikritkörnern treten flaserförmig in einer sparitisch rekristallisierten Grundmasse auf. Die Ooide (Durchmesser in Du8: 0,02 mm, in Du6: 0,7 mm) zeigen oft eine hämatitisch imprägnierte mikritische Kernrinde, welche radialstrahlig ummantelt ist. Durch die Rekristallisation wird das ursprünglich feine Peloid-Ooidgefüge der Grundmasse zerstört.

Als spezielle Varietät zwischen den Flaserschichten (1337) tritt ein bimodal sortierter Grainstone auf (Du6), in welchem Ooide und Pelloide, sowie umkrustete Biogene in zwei Fraktionen vorhanden sind (1). 0,45 - 0,7 mm, (2). 0,03 - 0,05 mm.

3a) PG: Pel-Intrasparit (Grainstone)

Die pelmikritische Grundmasse kann hier gelegentlich Intraklasten führen und ist partiell ausgewaschen. Orthosparit kristallisiert in einer A-Zement-Phase, die z.T. nur die Körner bestäubt, aber auch den ganzen intergranularen Raum ausfüllen kann. Selten sind Hundezahn-Zemente (Skalenoeder) vorhanden. Der restliche Porenraum wird durch einen B-Zement ausgefüllt. (PL24)

Das Verhältnis der Anteile von A- resp. B-Zement variiert zwischen 50 : 1 und 1 : 3.

Die "Kleinpeloide" der Grundmasse messen durchschnittlich max. 0,2 mm, die umkrusteten biogenen Komponenten können bis zu 1,8 mm lang werden.

Brachiopodenschalen sind am partiell erhalten gebliebenen, fibrösen Schalenaufbau erkennbar. Der grösste Teil der Lamellibranchiaten-Fragmente ist unregelmässig mikritisch umkrustet und unbestimmbar. Radialstrahlige Zemente fehlen, kalzitisch verheilte Haarklüftchen (Mächtigkeit 0,02 mm) durchziehen das Gestein.

3b) PG: Pelsparit Grainstone bis Packstone)

Im zerscherten kalzitischen Sparit schwimmen deformierte kalzitische Mikrit-Peloide (0,45 x 0,2 mm).

Einerseits säumt eine Mikritkruste die Pelloide (0,02 mm mächtig, in 30% der Fälle), andererseits sind die Pelloide durch eine Lage von Sparit umkrustet, welcher wiederum mikritisch zersetzt ist.

Das ganze Gefüge wird durch idiomorphe Dolomit-Rhomboeder überwachsen (JJ47).

Am Valbellahorn sind in diesem Typus Crinoiden-Stielglieder und komplex umkrustete Onkoide nebst Intraklasten einbezogen. Die Intraklasten sind allesamt mikritisch zementiert und dunkel pigmentiert. In den Crinoiden-Stielgliedern sowie zwischen den Algenkrusten der Onkoide kristallisiert Quarz (2,5% im Gesamtgestein).

Im dolomitischen Sparit können vereinzelt (1%) euhedrale Apatitkörner auftreten. In diesem Falle sind auch die ursprünglich mikritischen Krusten sparitisch rekristallisiert (Vb31').

Die Korngrösse ist, da dieser Typus oft auch gradierte Lagen aufweist, stark variabel. Die feinste Ausbildung (am Guggernellprofil BRAUCHLIs ,1921, p. 16; Schliff 27 von BAUMGARTNER 1974) enthält Pelloide von 0,12 mm im Dolosparit eines ehemaligen Wackestone.

B) Mikrite

1) LW Loferitischer Dismikrit (Wackestone)

Eine spezielle Ausbildung im Dach des Trochitendolomit stellt die Anhäufung von kleinen Sphärolithen in loferitischen Gefügen dar. Die 0,15 mm messenden, beinahe ideal-sphärischen Pseudomorphosen bestehen aus Dolomit in Form von rhomboedrigen mikrosparitischen A-Zementen und sparitischen B-Zement-Füllungen.

Die darin als LF-A-Gefüge (TEBBUTT et al. 1965) auftretenden "birdseyes" (1-1,8 mm) sind mit einem mikritischen Bodensatz versehen, über welchem ein A-Zement das Dach

etwas deutlicher auskleidet als den Boden. Orthosparit verfüllt das Restvolumen.

2) BP: Biomikrit, partiell rekristallisiert (Wackestone bis Packstone)

Gastropoden-Algen-Dismikrit im Sinne von FOLK (1959)

Die biogenen Komponenten von durchschnittlich 1-5 mm sind in mikritischer Matrix dicht gepackt und durch Stylolithen begrenzt. Die mehrphasige Rekristallisation der Schalenbruchstücke lässt diese z.T. unbestimmbar werden. Die Gastropoden vom Typ *Goniospira* sind in ihren internen Windungen sparitisch-dolomitisch kristallisiert, die Schalen zu 50% gelöst und ihre charakteristische Kante nur noch durch Stylolith-Häute nachgezeichnet. (JJ45)

Die weniger hochkonischen, etwas dickwandigeren Typen (*Pachyomphalus* BÖHM ?) sind meist bis in die innersten Windungen mikritisch verfüllt.

Diploporen sind lediglich mit unbestimmbaren Fragmenten vertreten. Stockbildende Tubiphyten sind oft in den etwas grösseren "Kammern" proximal durch Dolomitsparit rekristallisiert. Bei Bruchstücken von regelmässig verästelten Formen dürfte es sich um *Cayeuxia* sp. handeln.

Echinidenstacheln mit grossen Zentralkanälen (0,4 mm) sind dolomitisch rekristallisiert, ebenso Fragmente von *Ambulacralia* ⁷⁾. Einzelne hantel- bis knochenförmige Armglieder dürften von *Osteocrinus* sp., (aff. *O.rectus* ?) stammen.

Generell sind die Mikrobenkrusten, welche Fragmente von Lamellibranchiaten umgeben, sowie die kammerauskleidenden Sparite dolomitisch, die Algenstöcke und mikritischen Partien kalkig erhalten geblieben.

Syntaxiale Klufzemente sind kalzitisch, wo aber dolomitierte Krusten oder dolosparitische Füllungen durch eine kleine Kluft getrennt werden, wachsen dolomitische "fibres".

3) CW: Siltführender Echinodermenmikrit (Wackestone)

Die siltführende Grundmasse ist deutlich fluidal texturiert: Echinodermenstacheln, Trochiten und terrigener Detritus treten lagenweise im dolomitischen Mikrit (durchschnittlich 0,02 mm Korngrösse) auf. Quarzkristalle (max. 0,1 mm) und Hellglimmerplättchen (max. 0,05 x 0,15 mm) sind, dispers verteilt und schlecht gradiert, in der Grundmasse meist direkt über den Echinodermenlagen zu beobachten. (In T6 führen diese Lagen selten auch apatitische Fragmente von Fischeschuppen.)

In Ausnahmefällen (Mu) sind die Echinodermen kalzitisch erhalten geblieben.

Die schönen Schüttungen von Echinodermen im Landwassertal (L211) enthalten immer wieder Stielglieder (Durchmesser > 1cm), die randlich gelöst worden sind und in sackförmigen Lösungsbuchten Reste von Quarz und Kalzitementen enthalten. Hier bestehen auch die in der Grundmasse enthaltenen triaxonen Spongienspiculae aus einem quarzitischem Rekristalliat.

4) MW: Mikrite und siltführende Mikrite (Mud- bis Wackestone)

In der mikritischen Matrix sind Quarz und Muskovit (Q < 0,02 mm) nur zu max. 2% enthalten. Ebenso selten sind dispers verteilte Ostracodenfragmente (?). Hämatit und Ton machen insgesamt ca. 1,5% der Matrix aus. (Du4)

Neben vereinzelt Crinoidenstielgliedern schwimmen als "flat pebbles" homogene Komponenten (0,8 x 0,1 mm) von früh konsolidierten reinen Karbonaten in Lagen turbulent durcheinander.

Aus etwas dunklerem Mikrit bestehen Intraklasten, welche mässig gerundet sind und bis zu 1 mm Durchmesser aufweisen.

Die Kompaktion lässt um die Komponenten, welche zur Sedimentationsebene steilstehend eingelagert sind, Drucklösungssäume entstehen.

⁷⁾ *Ambulacralia* mit parallelen Porenreihen im Abstand von 0,25 mm (0,5 mm breite *Interambulacralia*, Porenabstand: 0,16 mm). Die elliptischen Poren haben eine Grösse von 0,1 x 0,06 mm

C) Spezialfälle

1) AL: Algenlaminit (Biolithit, Bindstone)

Schlechter sortierte Intraklasten und Crinoiden-Stielglieder liegen, durch Hämatit führende, mikrosparitische Krusten getrennt, in Lagen unterschiedlicher Mächtigkeit. Die Krusten bilden lobenförmige Hemisphären nach stratigraphisch oben. Sie sind nicht durchgehend im Sediment zu beobachten. LLH-Gefüge treten nur partiell auf. Einzelne Poren liegen in Abständen von 0,2 - 0,5 mm in Sequenzen vor, welche durch Lagen von karbonatischem Detritus getrennt sind (Mikrosparit: 0,01-0,03 mm, Komponenten: 0,3 mm).

2) ES: Erzführende Dolsparite (Dolorudstone)

Zonenweise variieren die Kristallitgrößen zwischen 0,18 und 0,06 mm. Die inhomogene Lösungsdurchtränkung im Verlauf der Rekristallisation mag dafür verantwortlich sein. Gelegentlich kristallisiert Apatit (< 1%), in den Zwickeln und entlang suturierter Korngrenzen Hämatit und Limonit. (Du5, C2)

Interpretation des Trochitendolomit:

Der Trochitendolomit stellt eine Küstenfazies dar. Karbonatsande werden im hochenergetischen Milieu bewegt (PG, OG, ONP). Die eckigen Komponenten, wie Bruchstücke von Gastropoden, Muschelschalen und Lithoklasten sind konzentrisch von radialen Kristallitringen ummantelt. Mit zunehmender Umkrustung werden die Onkoide sphärischer. Die Ooide können mit dem "Ooidtyp 3" in der auf Bimini (Bahamas) aufgestellten Klassifikation verglichen werden, welcher als intermediärer Typ in den Barren zwischen innerer und äusserer Lagune, aber auch entlang der Küste an der Grenze zum hypersalinen Milieu gefunden wird (STRASSER 1985).

Gelegentlich liegen Sandbarren trocken oder sind dem Gischt ausgesetzt. Der interne Lagunenbereich entwickelt sich zu einer Sebkah. Hochmineralisierte Wässer infiltrieren die Sandbarren. In entgegengesetzter Richtung kann normalmarines Wasser durch den von der Sebkha bewirkten Verdunstungssog die Barren tränken.

Eine Meeresspiegelsenkung erzeugt subaerische Exposition. Meteorisches Wasser verdünnt das marine Porenwasser.

Isopache Kristallitsäume um Rindenkörner, sowie an Hohlraumwänden entsprechen einer Mischwasser-Dolomitisation, wie sie etwa im Pleistozän der Bahamas (Abaco site 61) beobachtet werden kann (KALDI & GIDMAN 1982).

Die Hundezahnzemente im Inneren gelöster Aragonitschalen (Gastropoden) sprechen für die vadose Exposition der Sandbarren, welche im regressiven Regime durch starke Zementation rasch konsolidiert wurden.

Im Bereich des östlichen Landwassers wachsen hochkonische Kieselschwämme (Fig. 76,77) im Schutz der Schwelle, welche sich leicht in den Ooidsanden der Schrätta (E-Ducan) fortsetzen könnte und in der Val Tisch durch einen "channel" durchbrochen wird.

2.2.2. Die S-charl-Fm.

Synonyme:

Alpiner Muschelkalk (GÜMBEL 1861, p.12), "S-charler Schichten" (SPITZ & DÝHRENFURTH 1914), "Mittlere Rauhwaacke" und Arlbergkalk nach EUGSTER (1923). S-charl Kalk BÜRGIS (1934, p.22), S-charl-Fm. in DÖSSEGGER & MÜLLER (1976), S-charl-Fm. in OUWEHAND (1984).

Wir übernehmen die unklar definierte S-charl-Fm. der Unterengadiner Dolomiten und verwenden den Begriff "Arlbergkalk" nicht mehr aus folgenden Gründen:

Die unteren Arlberg-Schichten wechsellagern mit Partnach-Schichten, einer Fazies, welche in Mittelbünden fehlt. Stattdessen charakterisieren helle Dolomite mit Trockenrissen und siliziklastischen Schüttungen sowie Kalke mit Slumps und Entwässerungs-Strukturen den unteren Teil der Schichtfolge im Ducan. Die überwiegend mikritischen Arlberg-Kalke enthalten lagenweise Biodetritus (Lamellibranchiatenschalen, benthonische Foraminiferen, Ostacodenschille, Mikrofazies A2 nach KOBEL 1969, p.82) und Silexknollen, was in Mittelbünden nicht beobachtet werden kann. Überdies fehlen in den westlichen Kalkalpen die Primärdolomitlagen, wie sie im Kap. "Zyklische Sedimentation an der Basis der S-charl-Fm." beschrieben werden. Riffe, wie sie in den Arlberg-Schichten des Rätikon vorkommen, fehlen in Mittelbünden.

Um den Verhältnissen einigermaßen gerecht zu werden, übernehmen wir die S-charl-Fm. und führen für die massigen Kalkbänke in der östlichen Ducankette die "Obere S-charl-Fm." ein.

Auf die Erweiterung der Vallatscha-Fm. wird im gleichnamigen Kapitel eingegangen.

Mächtigkeiten: Der untere- und mittlere Arlbergkalk messen ca. 150m, der obere 200-300m. Im Unterengadin wird die S-charl-Fm. am Piz Rims max. 100m mächtig.

Gliederung:

Obere S-charl-Fm., der Sertig-Kalk	(200-220m)
Untere S-charl-Fm. (inkl. Ravais-ch-Rauhwaacke-Mb)	(40-120m)

2.2.2.1. Die Ravais-ch-Rauhwaacke ("Mittlere Rauhwaacke" nach EUGSTER 1923), (0-60m, Fig. 52, 60)

Synonyme:

"Mittlere Rauhwaacke" in CADISCH et al. 1919, BRAUCHLI 1921 und EUGSTER 1923. Der Ausdruck "Mittlere Rauhwaacke" ist ungünstig und höchstens dort gerechtfertigt, wo auch eine "untere" und "obere" vertreten ist. Die Mingèr-Fm. der Raibl-Gruppe (FRANK 1986) enthält meist Rauhwaacken, hingegen sind im Gracilis-Mb. ("Untere-Rauhwaacke") nur im Osten der Ducan-Kette Pseudo-Rauhwaacken in Form von Dolomit-Kästchen-Brekzien und zellig verwitternden, karbonathaltigen Sandsteinen zu finden.

Untergrenze:

Gegen den Trochitendolomit lässt sich die Ravais-ch-Rauhwaacke durch Silt und häufig auftretende geringmächtige Tonlagen gut abgrenzen. Im NW bildet ein Hartgrund die Oberfläche des Trochitendolomites.

Obergrenze:

Das erste Auftreten rosa gefärbter ichtnitischer Bänke von S-charl-Kalk ("Bergnelkenkalk") oder gradiertes Lagen von Dolomitarenit sowie stromatolithischer Bänke ist deutlich erkennbar und greift von E nach W höher ins Schichtpaket der Dolomit-Kalk-Wechsellagen.

Lithologie:

Der als markantes, gelbes Band zurückwitternde Schichtstoss enthält hauptsächlich zellig verwitternde Dolomitbänke, Tonhäutchen und im oberen Teil dunkle Siltlagen. Die Silte enthalten flottierte Muskovite und zu Illit kristallisierte Tone. Die div. Quarze zeigen in der Ducankette unter Lumineszenz dieselben Farbtöne (rosa, braun bis lila) wie die Quarze aus der oberen Fuorn-Fm. Arenitische Dolomite wittern z.T. rostig an. An der Basis der Rauhwaacke stehen blonde feinkörnige Dolomite mit Gradierungen, Wellenrippeln und

Austrocknungsrisse an (Typ S-charl- Dolomit). Mikrospartische Dolomite, durch stromatolitische Lagen fein gegliedert, können auch als "flatpebbles" in arenitischen, dolomitischen Siltlagen aufgearbeitet vorliegen. In der Val Mela trennen grüne Tonhäute (Äquivalente der "Pietra verde") die porösen, feingebankten Dolomitbrekzien-Bänke, deren interne Verformung sowohl spröde, als auch duktil sein kann (Fig.47). Die eigentliche Rauhwanne ist meist alpin tektonisch zur Dolomit-Kästchen-Brekzie zerbrochen ("boxwork-struktur") und gelöst. (In der Ducankette: 0-35 m, in der Urminaschuppe bis zu 70m)

Die Interpretation Befindet sich mit der lithologischen Beschreibung im Kapiten 4.2 : Die zyklische Sedimentation an der Basis der S-charl-Fm.

2.2.2.2. Die Untere S-charl-Fm. (Fig. 51,60)

Untergrenze:

Wo keine Rauhwanne ausgebildet ist, überlagern feingebankte, blonde Dolomite mit dunkelbraunen Ton-Silthäuten den Trochitendolomit, welcher örtlich "Hardground-Oberflächen" aufweisen kann (Zügen, E-Ducan, Guggernell und Amselflue).

Obergrenze:

Charakterisiert durch das Aussetzen der feinen Bankung und Dolomitbildung, sowie durch das Fehlen von intensiver Bioturbation in den massigen Kalkbänken. Dieses Niveau ist oft durch Weisspatbrekzien gekennzeichnet ("Zebradolomit"). In den Zügen und der westlichen Landwasserkette entspricht dies dem Übergang von Kalken zu Dolomiten.

Lithologie:

(vgl. Kap. "Zyklische Sedimentation an der Basis der S-charl-Fm.")

Die untere S-charl-Fm. ist durch die deutliche Wechsellagerung heller Dolomite mit dunklen Kalken charakterisiert. Die meist homogenen, mikrospartischen Kalke weisen einzelne stark bioturbirte Lagen auf, welche z.T. durch Stylolithen nachgezeichnet werden (PM). Gut gebankte Lagen enthalten "coated grains", Peloiden, selten Ooide und können auch kleine, linsenförmige Pseudomorphosen nach Gips enthalten (PP, ONW). Diffuse Schrägschichtung und Flaserschichtung tritt häufig, slumping eher selten auf.

Die hellgelben Dolomite sind feinkörnig (CM,PM), enthalten feine Stromatolithen und zeigen loferitische Gefüge. Im untersten Teil treten hauptsächlich an die stromatolithischen Dolomite gebunden dunkle, Muskovit-reiche Silte auf.



Fig. 49. Detail aus der Ravais-ch-Rauhwanne: Die Wechsellagen von Dolomit mit Andydit (gelöst) und Ton werden häufig als Bewegungshorizont alpin beansprucht und zeigen duktile Deformation.

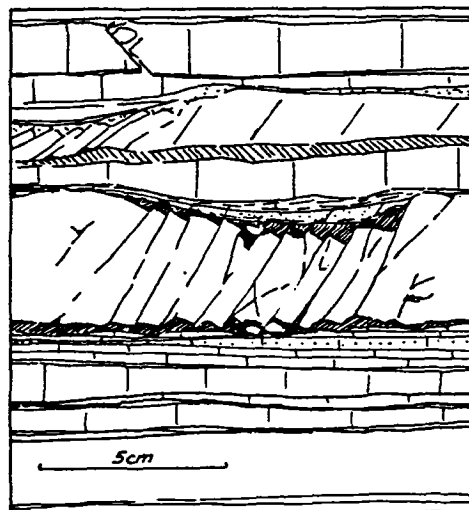


Fig. 50. Durch die Kompaktion des Sedimentes kommt es bei grösseren Viskositätskontrasten zur Bildung von Extensions-Brüchen. Dabei verfüllen gelegentlich unverfestigte Packstones und Grainstones die Mulden über und unter flachliegenden Bruch-Blöcken der Mudstones in der S-charl-Fm. (E-Ducan)

2.2.2.3. Der Sertig-Kalk (Obere S-charl-Fm.) (Fig. 51 und 52)

Synonyme:

Teils "Mittelgebirge", teils Hauptdolomit nach THEOBALD (1864, p.194), Arlbergdolomit in LEUPOLD (1920), Oberer Arlbergkalk und Teile des Arlbergdolomit (EUGSTER 1923).

Untergrenze:

Die Untergrenze kann mehr oder weniger markant hervortreten. Im E-Ducan bilden sich Anhydrit-Pseudomorphosen innerhalb der massigen Bänke, was gegen W mit dem höchsten Auftreten von primären, stromatolithischen Dolomiten korreliert wird. Im westlichen Landwassertal fällt diese Grenze mit der Basis der Vallatscha-Fm. zusammen, welche dort die obere S-carl-Fm. ersetzt.

Obergrenze:

Feinere Bankung und vermehrte Bioturbation (*Rhizocorallium* sp.), Ostracodenschille, Gastropoden und fragliche Reste von Dasycladaceen sind typisch für die obersten Meter. Die Kalke lassen sich gut gegen die dolomitisch rekristallisierten Bänke der Vallatscha-Fm. abgrenzen. Diese sind i.a. brekziös ausgebildet (vgl. Kap. "Vallatscha-Brekzien").

Lithologie: (vgl. Kap. "Zyklische Sedimentation der S-charlkalke")

Geringe Bioaktivität und minimale terrigene Detritus-Zufuhr machen die Monotonie der neritischen Sertig-Kalke aus. Strömungsdiskordanzen und wenige Horizonte mit Bioturbation oder angelöste Sulfatpseudomorphosen sind erhalten. Hingegen ist die Schalensubstanz der Organismen (Gastropoden) oft ganz gelöst. Die Hohlraumgefüge (Schirmporen, Entgasungsporen) sind dolomitisch mit einer letzten silikatischen Phase kristallisiert.

Verbreitung der S-charl-Fm.

Mittelbünden:

In den Kleinzyklen der Unteren S-charl-Fm. sind im Westen (Westducan, Urmina/Chavagl, Lenzerhorn) häufiger supratidale Lithologien vertreten als im Osten (Ostducan, Zügen, Valbellahorn, Amselflue). Die Ravais-ch-Rauhawacke fehlt östlich des Hochducan und östlich der Linie Filisur-Sandhubel. Die Lagune scheint hier gegen Westen begrenzt zu sein. Mächtige Brekzien mit tonreicher, gelber Dolomit-Matrix stehen im Stollen Zinuols-Filisur an. Sie zeichnen Niveaus mit subaerischer Exposition nach.

Unterengadiner Dolomiten:

Der in Mittelbünden beobachtete Sedimentationsumschwung äussert sich in den Unterengadiner Dolomiten als Transgressionseignis. In der Turettaskette kommen S-charl-Kalke auf Fuorn-Sande zu liegen, ebenso bei Buffalora. Im Schlinigpassgebiet enthalten die basalen S-charl-Kalke Sande von der Zusammensetzung derjenigen der oberen Fuorn-Fm. (Rimswand, Piz Cristannas).

In der Turettaskette bilden 10m Rauhawacke die Basis der S-charl-Kalke. Im Ofenpassgebiet (Buffalora, Val Nügglia) geht die S-charl-Fm. aus den Sanden der Fuorn-Fm. ohne Rauhawackebildung über eine geringmächtige Serie gelber Dolomite hervor. Im NE (Piz Cristannas) enthält die Obere S-charl-Fm. verrauhawackte Bänke, die Basis bilden plattige, graue Dolomite oder Kalk-Arenite. In der Gegend des Piz Lad sind Crinoiden-Arenite über dem Trochitendolomit zu finden (STÄUBLE in Präp.) und am Jaggl finden wir Verhältnisse wie in Mittelbünden: einzelne verrauhawackte Bänke sind noch 30m über dem Trochitendolomit zu finden (RICHTER 1967, ZINKERNAGEL 1968).

Äquivalente der Oberen S-charl-Fm. sind in den Engadiner Dolomiten nur im NE vertreten (60m S-charl in der Val Sesvenna, BÜRGI 1934; 90 m S-charl im Schliniggebiet, STUTZ & WALTER, 1983). Gegen Westen hin wird die obere S-charl-Fm. zunehmend durch die Turettas-Dolomite ersetzt.

Fig. 51. Untere S-charl-Fm. am Piz Ravigliel (Ducan).

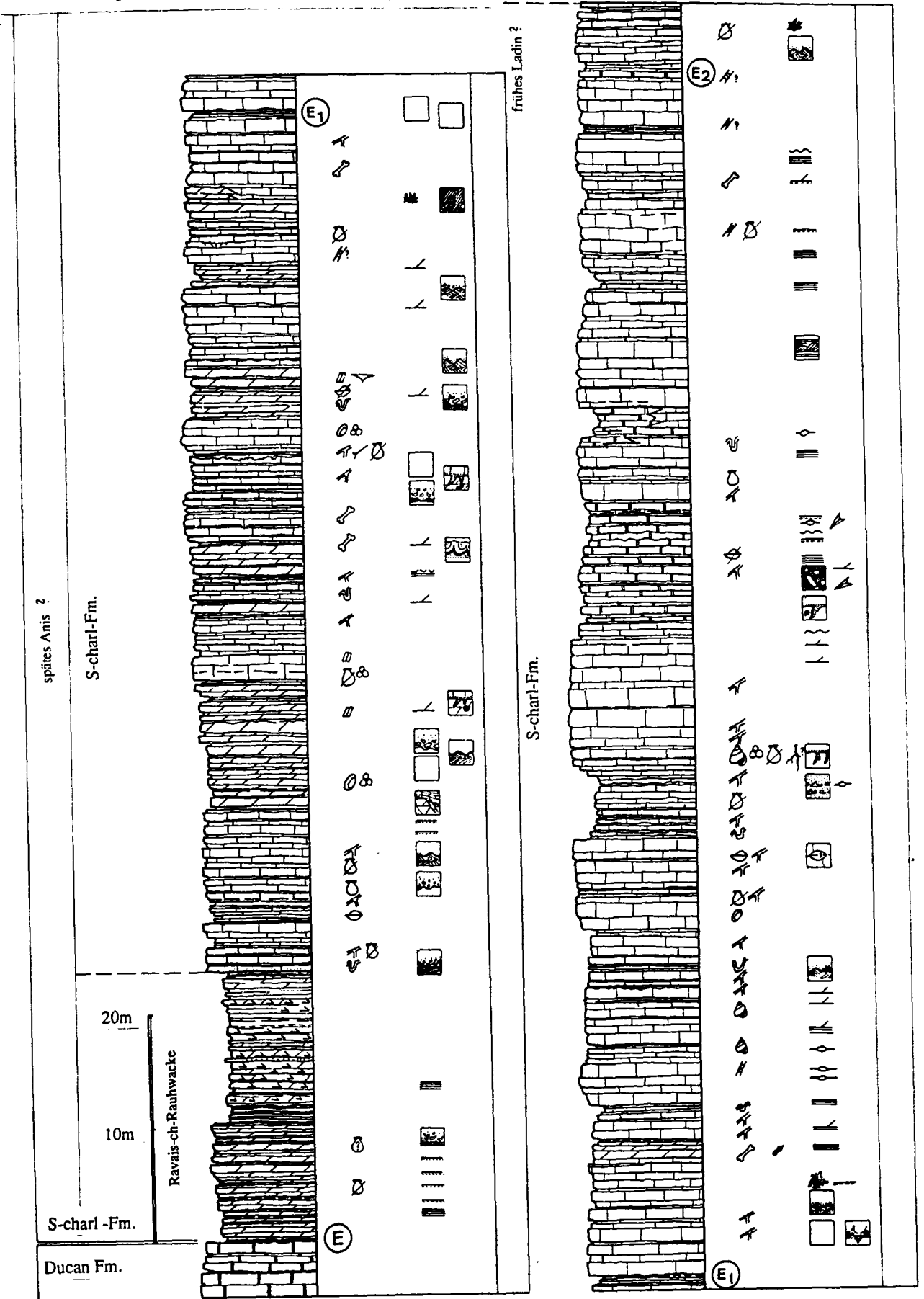
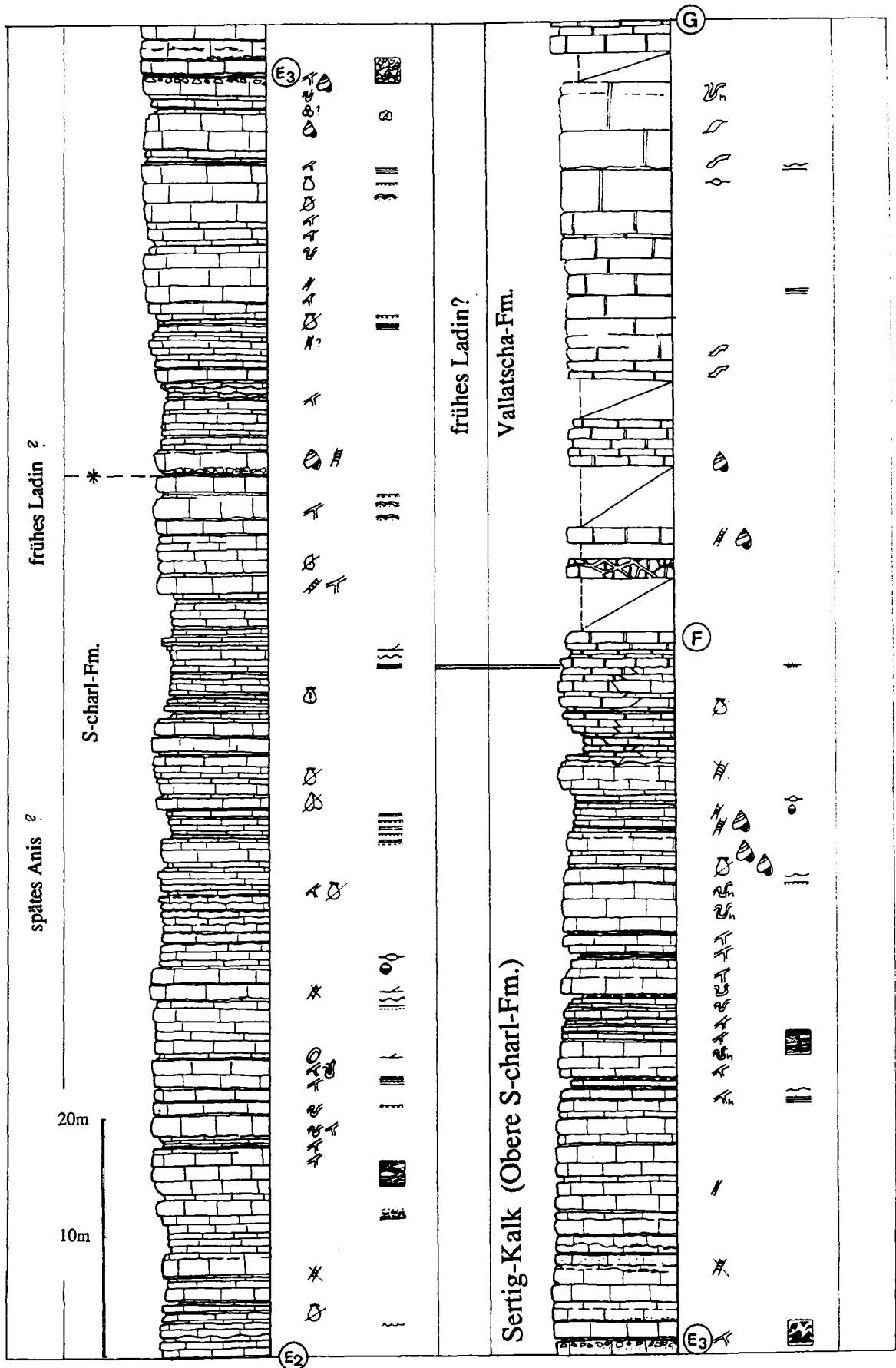


Fig. 52. Profil durch die obere S-charl-Fm. im Piz Ravigliel (Ducan).



*Basis der Vallatscha-Fm. im Landwassertal

Interpretation der Verteilung der Sande an der Basis der S-charlkalke

Die Wechsellagen von Dolomit und Kalken kommen in einer seichten Lagune, welche zeitweise als Sabkha oder Salina vom "offenen" Flachmeer abgeschnürt ist, zustande. Die Feinsilte kommen in flächenförmig ausgedehnten Gebieten vor. Sie sind mit arenitischem Karbonatsubstrat ideal durchmischt. Wir machen deshalb den Wellenschlag für die Ausbreitung im "Nahbereich" verantwortlich. In der Val Tisch ist eine Kalklinse im dolomitischen Karbonatschlick erhalten, welche Siltsande führt. Die Begrenzung des Vorkommens, seine Form, sowie der interne Aufbau mit bimodaler Schrägschichtung sprechen dafür, dass wir es hier mit einem "channel" zu tun haben, in welchem (in einer letzten Phase) siliziklastisches Material im Gezeitenbereich bewegt wurde. Die Ichnite ("Wurstkalk") wurden im subtidalen Bereich sedimentiert. Gelegentlich kam es zur Sedimentation von umkrusteten Komponenten, welche als Sturmsedimente gedeutet werden. Die Isotopenwerte (Kap. "Isotopen") sprechen für eine durchwegs marine Diagenese. Die S-charlkalk-Schlicke wurden in der flachen Lagune in ständig mit Wasser bedeckten Teilen sedimentiert. Eine detailliertere Beschreibung findet sich im Anhang an das Kap. "Zyklizität an der Basis der S-charl-Fm."

Fossilien aus der S-charl-Fm.

Diplopora:

Diplopora annulata SCHAFHÄUTL und
Diplopora annulatissima PIA aus dem Schutt im Stulsertal. Das Stück ist von seiner Lithologie her in die obersten Bänke der oberen S-Charl-Fm zu stellen.

Foraminifera:

Agathammina sp. an der Plattenfluh. (S12)
Glomospira sp. und
Glomospirella sp. im Ducantal.

Nautiloidea:

Michelinoceras sp: Phragmokon mit vier durch "fecal pellets" gefüllten Kammern.
(Plattenfluh West)

Lamellibranchiata:

Rekristallisierte Schalenbruchstücke von 2-8 mm Länge, unbestimmbar.
Hochducan Süd.

Ostracoda: Unbestimmbare, stark rekristallisierte Schalen aus Lösungsrückständen.

Brachiopoda:

"*Terebratula*" sp. im Drosbachtobel, Jenisberg

Gastropoda:

"*Natica*" sp. und "*Naticopsis*" sp.⁸⁾ werden von EUGSTER (1923, p.32) am Kleinducan angegeben. Das Vorkommen wurde nicht anstehend gefunden, aber durch Stücke aus dem Schutt belegt. Ähnlich reiche Bänke treten ob Martrüel am Tiaun und am Valbellahorn-Westgrat auf.

"*Loxonema*" sp. und "*Turritella*" sp.⁹⁾ an der Gulota und an der Plattenfluh.

Vertebrata:

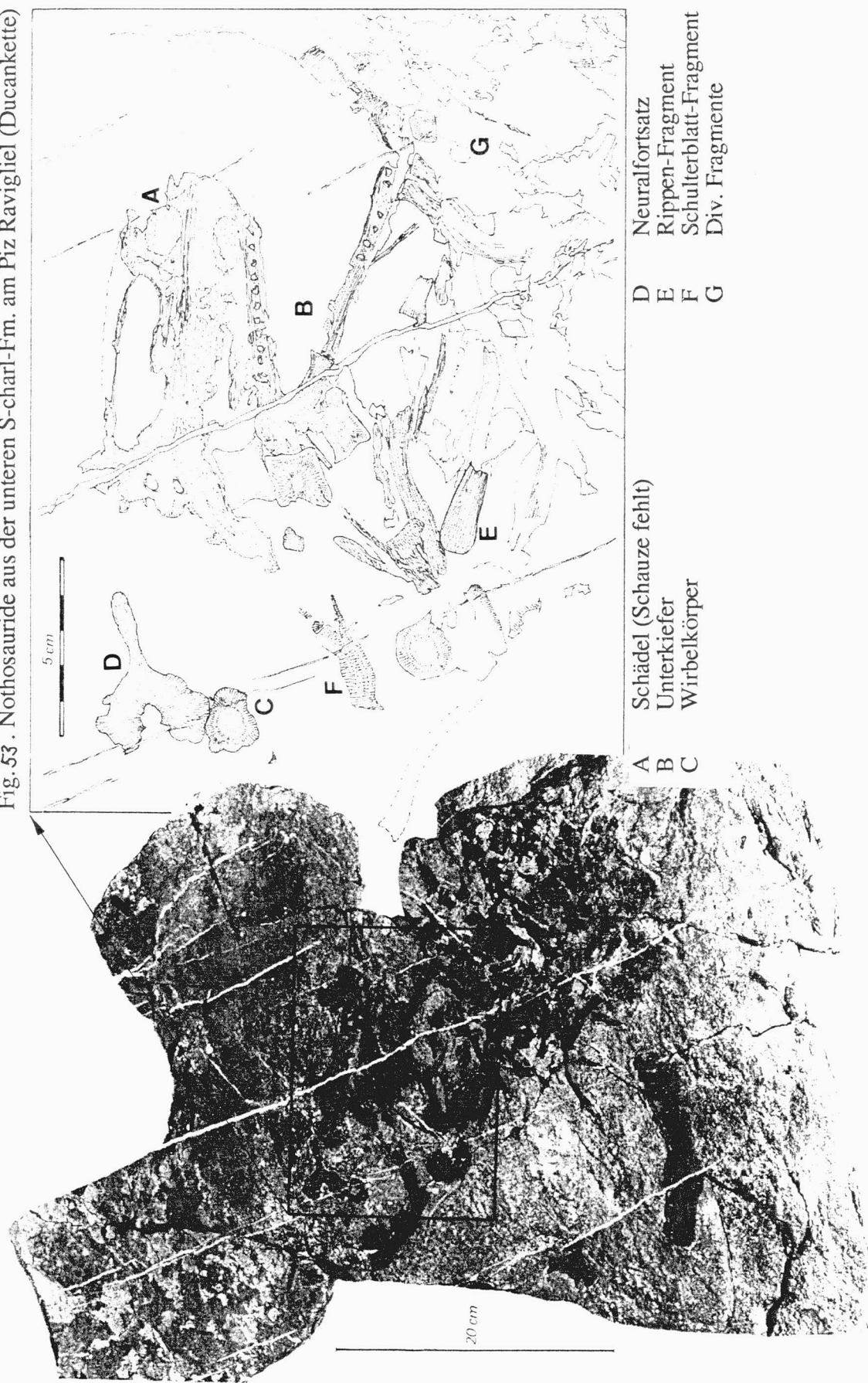
Pachypleurosaurus sp.
Neuralbogen und Reste von Wirbelkörpern (Hochducan Süd, Fig. 92)
Rippenfragment (Plattenfluh, Fund H.FURRER 1983, Fig. 88)

8) EUGSTERs Gastropoden sind nach den Tafeln von KITTL (1892) bestimmt. Er bemerkte, dass die gefundenen Formen kleiner waren als die normale Grösse von *Natica* sp. oder *Naticopsis* sp., im speziellen die Formen *N. subelongata* D'ORB. und *N. cf. obvallata* KOKEN.

Es dürfte sich hier nach der Grösse und Form der Apertur vielmehr um *Pachyomphalus* BÖHM oder *Vernelia* BÖHM (= *Natica fostigiata* STOPPANI, = *Natica excelsa* HAUER) handeln.

9) Mit seinen Bestimmungen von *Loxonema* sp. und *Turritella* sp. dürfte die Form *Goniospira* COSS. (= *Turritella armata* MÜNSTER) gemeint sein.

Fig. 53 . Nothosauride aus der unteren S-charl-Fm. am Piz Ravigiel (Ducankette)



Nothosaurus sp.: (isolierte Knochen, Fig. 52)

Sacralwirbel ? : Neuralbogen mit schmalem, kurzem Dornfortsatz und weitausladenden, grossflächigen Praezygapophysen. (Hochducan Süd, Fig.92)

Atlasbogen ? : Neuralbogen ohne Dornfortsatz und Zygapophysen.

Wirbelkörper (Centren)

Rippen und Fragmente von Rippen (verschiedene Lokalitäten, u.a. BAYER (1976), Fig. 89 -Fig.90)

Gastralrippe (Hochducan Süd, Fig.94)

Scapula-Bruchstück (ev. Ilium, Schutt Iglis Cuetschen, Fund M.KLIMETZ 1981)

Nothosaurus sp.: ¹⁰⁾ Skelettrest am Nordhang des Piz Ravigliel

Placodus sp.:

Der flache Zahn (Durchmesser 11-13 mm) weist zentral eine leichte Vertiefung auf. An der Externseite misst die Krone eine Höhe 6,5 mm, intern nur 2,5 mm.

Tanystropheus sp. ¹¹⁾

Rechtes Femur vom Ostgrat des Piz Ravigliel, (Fig.93)

Alter der S-charl-Fm.:

Die altersmässige Einstufung der S-charl-Fm. bleibt weiterhin offen. Aus der obersten S-charl-Fm. im Stulsertal wurden *Diplopورا annulata* PIA, vergesellschaftet mit *Diplopورا annulatissima* SCHAFFHÄUTL gefunden. Nach E.OTT, (München), welcher freundlicherweise auch die Bestimmung vornahm, sind solche Assoziationen vom oberen Anis bis ins untere Ladin bekannt (vgl. OTT 1972). Vergleichbare Funde aus dem Latemarkalk und dem "lower Edifice" der Dolomiten werden dort ins oberste Anis gestellt (GAETANI et al. 1982)

Die Mikrofaziestypen der S-charl-Fm.:

		u.S-ch.	Sertig-Kalk
<u>A) Typen mit Sand, Feinsand, Silt und Ton:</u>		(m)	(ss)
1) SW	Siltführender Mikrospart		
2) ST	Tuffite		
3) SM	Sandführender Intramikrit	(Wackestone)	
<u>B) Typen mit mikritischer Matrix:</u>		(m)	(h)
1) PsM	Intra-Peloidmikrit	(Mudstone bis Wackestone)	
2) LM	Laminierter Mikrit	(Wackestone)	
<u>C) Typen mit Körnern in mikritischer Matrix:</u>		(m)	(h)
1) W	Intra-mikrit	(Wackestone)	
2) ONW	Onko-Pelmikrit	(Wackestone)	
3) PW	Mischtypen	(Wackestone)	
<u>D) Typen mit Körnern in sparitischem Zement:</u>		(s)	(m)
1) PG	Pelsparit	(Grainstone)	
2) BP	Bio-Pelsparit	(skeletal Packstone)	

10) Die stark zerstreuten und durcheinander liegenden Knochen bilden nur ein unvollständiges Skelett. Dem Schädel (S) fehlen die Praemaxillare sowie die meisten Zähne. Die Unterkiefer liegen geteilt. Die Masse stimmen mit den von PEYER 1931 (p.81) angegebenen Werten für die Gattung *Nothosaurus* überein. Die Dornfortsätze variieren in der Länge so stark (1-3,2 cm), dass *Paranothosaurus* ausgeschlossen ist.

11) Femur von *Tanystropheus* sp.: Deutlich erkennbar ist die Eintiefung zur Fossa intercondyloidea (FI) sowie der charakteristisch breite distale Trochanter (TR) mit der abstützenden Crista (C), welche bis zur Schaftmitte zieht. Der Grösse des Stückes nach müsste das Tier eine Körperlänge von ca. 5 m erreicht haben. (WILD 1974, p.114; v. HUENE 1907/08/31; KUHN 1968)

- E) Typen mit "algalen" und loferitischen Gefügen: (h) (s)
- 1) L Intrapelsparit
 - 2) AL Stromatolithischer Mikrit (Dismikrit) (algal Bindstone)
(h = häufig, m = mässig häufig, s = selten, ss = sehr selten)

Beschreibung der Mikrofaziestypen :

A) Typen mit Sand, Feinsand, Silt und Ton:

A1) SW: Siltmikrite und Silt-führende Mikrosparite (Wackestones)

Die feinsandigen Einschaltungen an der Basis der S-charl-Kalke sind gut sortiert und enthalten gut gerundete Quarze, Plagioklase und Glimmer. Der Anteil an terrigenem Detritus variiert von 5-80%, die Korngrösse von 0,05-0,3 mm.

In der Ravais-ch-Rauhacke sind die Sande oft Hämatit-führend und wittern braun heraus. Die Siltsande in den höheren Niveaux der unteren S-charl Fm. sind schwarz gefärbt.

Silt-Sande können mit Mächtigkeit von 0,01-0,7 mm innerhalb der karbonatischen Bänke auftreten. Oft sind sie durch subvertikale Brüchlein im Kleinbereich versetzt. Die entstandenen "Stufen" werden durch die dolomitische Sedimentation aufgefüllt. (Fig. 50)

Eigentliche Flaserschichten und bimodale Kreuzschichtung, sowie gradierte Lagen können die Feinsande aufbauen (Komponenten "subangular bis gerundet"). In der Regel gehen die rein detritischen Lagen unter Zunahme der Karbonatmatrix normal gradiert in Dolomitmikrite über (Tisch 12, AC12, A2). An der Basis gilt folgende Zusammensetzung: (D13, D14, D35).

35 - 40%	Quarzkörner
20 - 30%	mikrokristalliner Quarz
8 - 20%	Feldspat (Alkalifeldspat : Plagioklas = 5:3)
10%	Muskovit (inkl. Prehnit: max. 5%)
3 - 5%	Hämatit
max. 7%	dolomitische Rhomboeder
3%	Bioklasten (Lamellibranchiata, Zahnfragmente)
1%	Schwerminerale (Epidot, Turmalin und Hornblende: Ferrohastingsit)

Vulkanogener Quarz macht in Mud-Wackestones 20% des siliziklastischen Detritus aus (1441). Die durchschnittliche Feinsand- bis Grobsiltlage enthält mindestens 15% Dolomit. Fischschuppen (Placoidschuppen) und Fragmente von solchen sind ausnahmslos vererzt. (8104).

Die Plagioklase sind oft randlich angefressen oder dunkel umkrustet. Einzelne Individuen von Kalifeldspat und Quarz können bis 0,2 mm gross werden. Muskovitfetzchen sind fluidal texturiert eingelagert und gekinkt.

In selteneren Fällen werden Bioturbatinsspuren in unterliegenden Dolomiten durch Silte verfüllt.

A2) Fragliche Tuffite (Wackestone)

Die spezielle, karbonatfreie Feinsilt- bis Tonfraktion der sog. "Tuffite" tritt in zwei bis sieben Niveaux in der Ravaisch-Rauhacke auf.

Die Matrix ist voller rekristallisierter Tonminerale (Illit, Chlorit) und unterschiedlich stark mit Hämatit bestäubt. Quarze ("angular bis rounded", Durchmesser um 0,01 mm) werden spindelförmig von feinsten Hellglimmern eingefasst oder zeigen "overgrowth" (1560, 1563c).

Das gebänderte Aussehen des Gesteins im Kleinbereich rührt von der scharfen Trennung zwischen Siliziklastika und Dolomitmikrit her. Tone verfüllen einzelne Taschen in Dolomitlagen und enthalten Quarz, bestäubte Kalifeldspäte (max. 10%), kleine, reine

Plagioklase ($2V = 32^\circ$, $An = 8-15\%$). Hämatit-bestäubtes Karbonat macht darin nur 5-12% aus. (GL5, GL6, DG3/23)

Praktisch reine Quarzsande sind auch als feine, gradierte Schnüre in rostgelbem Dolomit zu finden (hämatitreich). Die gute Sortierung und feine Fraktionierung wird abgelöst von kryptokristallinem Chalcedon, welcher diagenetisch in Bändern von konstanter optischer Orientierung kristallisiert. (P244, 1445, 1446)

Andere Lagen zeigen ebenfalls Einregelung der optischen C-Achsen. Es handelt sich aber um flottierte, schlecht gerundete Quarzfetzchen. Muskovit, Feldspat und Akzessorien (Turmalin) machen max. 4% des Detritus aus.

A3) SM: Feinsilt führender Mikrit (Mudstone)

Die zu über 70% mikritische homogene Lithologie zeigt, untervertreten, wolkige Zonen, welche durch Bioturbation zustande kommen. (Frassgangdurchmesser: 0,6 cm) 5% Mikrospatit und 2% Sparit finden sich hauptsächlich entlang der Feinsilt-"Schnüre", zwischen den homogen pigmentierten Füllungen von Bioturbationsspuren, in welchen bis zu 10% mikritische Quarze und Muskovite (seltener auch Alkalifeldspäte) vertreten sind. 3-4% Hämatit lassen die Grenzen der bioturbirten Zonen deutlich erkennen. (SCA, 1780, G14)

Lamellibranchiatenschalen (0,2 mm) sind sortiert eingeschwemmt und liegen, zusammen mit gut gerundeten Kleinpeloiden (0,05 mm) "mudsupported" im Mikrit.

Rekristallisation:

Entlang der "burrowing" Grenzen sowie von Stylolithäuten aus wird das Gestein von einer dolomitischen (z.T. bis zu 4% Apatit führenden) sparitischen Rekristallisation überprägt. (Du71, GL13, GL13', GAM)

Das netzartige Gefüge zeigt sich im makroskopischen Bereich besonders in angewitterten Partien sehr deutlich. Diese Rekristallisation kann 2% bis 100% des Gesteins umfassen (GL8, AF2 12, A18). (Fig. 96, vgl. Kapitel "Dolomitization")

Folgt die Rekristallisation den Tonsilthäuten, so erhält das Gestein im Bruch normal zur Schichtung ein gestreiftes Aussehen (DU1).

Diese Streifenbänderung ist in die duktile Kleinverfäلتelung (slumping) einbezogen, und die einzelnen Lagen des Dolomitsparit sind boudiniert und zerbrochen.

Die mikritischen Kalke zeigen Fliesstextur.

Interpretation:

Die Dolomitisation findet vor dem Slumping statt. Gegen eine alpine Deformation spricht die intakte Schichtung im Liegenden sowie im Hangenden.

Die in der S-charl Fm. weitverbreiteten Mikrite sind mikrofaziell nicht sehr interessant. Laminationen und Pseudomorphosen nach Sulfatkristallen können makroskopisch ebenso gut erkannt werden wie im Schliffbild.

Dennoch möchten wir die beiden Kriterien verwenden, um folgende Untergruppen der Mikrite gesondert zu betrachten:

B) Typen mit mikritischer Matrix

1) PsM: Pseudomorphosen-Mikrite, Mudstones)

In der mikritischen Matrix (durchschnittliche Kristallitgröße 0,005 mm) schwimmen Pseudomorphosen, die sich morphologisch wie folgt unterscheiden lassen: (D3 30, GL 12, 1673, PL27')

1. Die rekristallisierten Einkristalle.

Stengelig langprismatisch bis spießige Formen von Einkristallen (1,2 - 5 mm lang, 0,1 - 1,0 mm dick) sind dispers verteilt in Mikrit an Lagen von max. 10 cm Mächtigkeit gebunden.

Oft treten sie in Aggregaten auf. Sie sind in 3,5 - 7% der Fälle parallel zur kristallographischen C-Achse verzwilligt und kommen meist in mikritischen Kalken vor.

Coelestin, Baryt (evtl. Aragonit) und Gips kommen vom Habitus her in Frage (langprismatisch mit Abschluss durch Pinacoide unter verschiedenen Winkeln, Fig. 59).

An blonde Dolomitmikrite gebunden sind die spießig bis diskusförmigen Pseudomorphosen von 2-3 mm Durchmesser, welche Penetrationszwillinge unter 42 - 60° bilden (Gipsrosetten).

2. Blumenkohlartige, radialstrahlige Büschel von langprismatischen Kristallen:

Die Peripherie dieser 0,2-2 cm messenden Aggregate ist deutlich durch die Kopfpforten einzelner Kristallite gezähnt.

Das schichtgebundene Auftreten der Aggregate wird auf die Kanalisation der Lösungen in Lagen höherer Permeabilität zurückgeführt.

3. Fragliche Pseudomorphosen (evtl. Entgasungsporen, gerundete Kristalle, gelöste Fossilien): Diese kleineren Pseudomorphosen (max. 3 mm) begleiten oft Lagen vom Typ PM 2), sind aber nicht als kristalline Aggregate erkennbar.

Die Ausbildung der Pseudomorphosen ist höchst unterschiedlich:

Im Fall (1) sind oft Hohlräume oder nur feine dolomitische A-Zement-Säume auszumachen. Die Pseudomorphosen können aber gerade so gut mikritverfüllt oder durch sparitischen Kalzit kristallisiert sein. Die Aggregate (Fall 2) bestehen ausnahmslos aus dolomitischem A- und B-Zement. Der A-Zement kann dabei quarzitisches Dripstone- und Bodenzemente enthalten, im Zentrum des B-Zement tritt vereinzelt bis 10% Apatit auf. Selten wächst vom Rand her Quarzin.

Die undefinierbaren "Weissspatagen" (Fall 5) sind durch dolomitischen (selten kalzitischen) Blockzement verfüllt.

2) LM: Laminierte Mikrite und "flaserbeds" (Mudstone, ausnahmsweise Wacke- bis Grainstone).

Die sofort an ihrer guten Schichtung erkennbare Lithologie wird durch gradierte Lagen idiomorpher Dolomitmikrite aufgebaut (selten > 0,04 mm). Die Mächtigkeit einer solchen Lage schwankt zwischen 1 und 7 mm. Die Matrix bilden euhedral verfilzte Dolomitmikritkristallite (DU21, 527, P6).

Der Anteil an Ton und Hämatit variiert zwischen 5 und 35%. Selten treten lagenweise Pseudomorphosen auf (vgl. PM, Fall 3.). Die Dolomitrhomboeder zeigen zonaren Aufbau in Form pigmentierter und unreiner Zonen. Oft sind ältere, leicht gerundete Rhomboeder im Kern erkennbar.

Stratigraphische Diskordanzen und Mächtigkeitsschwankungen lassen im Kleinbereich (1 cm) Mikritlagen gegen peloidführende Mikrite und gradierte Mikrospatite stossen. Einzelne Lagen sind zu "flatpebbles" aufgelöst und zeigen Strömungsgefüge in dachziegelartiger Anlagerung (1563F, 1564, C11, C29).

C) Typen mit Körnern in mikritischer Matrix (Wackestone bis Packstone)

1) W: Intramikrite mit terrigenem Detritus und nicht umkrusteten Biogenen (Wackestone):

Das feinkörnige Sediment ist oft durch schichtparallele Styolithen gefärbt. Quarz (durchschnittlich 0,06 mm) tritt mässig bis gut gerundet neben Muskovit und Feldspat auf. Turmalin und Zirkon machen neben Hämatit die untervertretenen Akzessorien aus (3 Individuen auf 25 cm² Dünnschlifffläche) (A1, WG3/292, AB4).

Eigentliche Gradierungen können der geringen Dichte der Komponenten wegen nicht beobachtet werden. Hingegen werden die angereicherten Lagen gelegentlich durch Bioturbationsspuren in den reinen Mikrit der Unterlage verschleppt.

Lagen von Ostracodenschalen, Echinodermenschutt oder Pseudomorphosen nach Sulfatkristallen wechseln mit den Styolith-durchzogenen, Detritus-führenden Mikriten. Dabei sind die einzelnen Komponenten immer "mudsupported". Die Crinoidenstielglieder erreichen Durchmesser von 0,3 mm. Oft sind nur Bruchstücke erkennbar. Allesamt sind sie aber dolomitisch rekristallisiert und liegen als nicht umkrustete Einkristalle in der feinkörnigen Matrix (P3, 532).

Im angegebenen Grössenspektrum kann diese Matrix eine bimodale

Kristallitgrößenverteilung aufweisen. Möglicherweise handelt es sich bei den oft gerundeten Rhomboedern um früher kristallisierten Dolomit und bei den euhedralen Feinkristallen dazwischen um die ursprüngliche Kalkphase.

2) QNW: Peloid-, Onkoid- Intramikrite.

In der rein euhedral kristallisierten mikritischen Matrix schwimmen nahezu ideal verteilt Peloiden, rekristallisierte "coated grains" und mikritisch umkrustete Bioklasten mit hohem Rundungsgrad. (Du24, Vb16)

Die wenigen Crinoidenstielglieder sind durch Hämatit braun verfärbt.

Vereinzelt kommen Anreicherungen von Quarz, Muskovit und Ostracodenschalen mit rekristallisierten Individuen von *Glomospirella* sp. vor (bis zu 15% des Gesamtgesteins in der Matrix; vgl. W1).

Die einzelnen Komponenten sind z.T. vollständig gelöst worden. Lediglich ein mikritischer Saum, der in unterschiedlicher Mächtigkeit die Hohlraumkristallite umgibt (A- und B-Zement, dolomitisch), zeugt von der Zersetzung der ursprünglichen Körner. Im Innern kann eine zweite, etwas weniger stark pigmentierte Mikritgeneration von der eigentlichen Rinde unterschieden werden. Sie schliesst generell das Wachstum eines A-Zementes auf der "Innenwandung" aus und kann das ganze Korn durchdringen (Rindenpeloid). Ist dies nicht der Fall so kristallisiert im restlichen Innenraum ein B-Zement mit einzelnen Apatitkristalliten im poikilotopischen dolomitischen Gefüge (max. 5%, meist zentral).

Biomorpha (Reste von Gastropoden und Lamellibranchiaten) sind oft onkolitisch umkrustet. An wenigen Stellen können Wachstumsdiskordanzen durch das mikroskopische Rekristallisationsgefüge hindurch wahrgenommen werden.

In den reinen Peloidmikriten sind gelegentlich Lösungsvakuolen in mehreren Phasen sparitisch kristallisiert (Dismikrit, FOLK 1959) (P16, P5).

Die Porosität des Gesteins beträgt 10-12%. In solchen Dismikriten ist die Sortierung der Peloiden schlecht. Oft können sie nicht mehr von mikritischen Intraklasten unterschieden werden.

Deutlich davon zu trennen sind Lagen von "Bahamitpeloiden" und "Softpellets", welche gut sortiert sind. Die natürliche Anwitterung arbeitet solche Lagen deutlich heraus. Die mikritischen Dolomitschlicke enthalten rhomboederförmige Kristalle, welche in den "soft pellets" bis zu 0,03 mm gross werden, in der Matrix hingegen nur 0,01 mm erreichen.

Eine Spezialität (P15) bilden Wackestones, deren Komponenten ausschliesslich aus sparitverfüllten Ostracoden und Kleingastropoden bestehen. Komponentengröße: 1-1,5 mm.

3) Mischtypen

3a) PW: Peloidmikrit mit terrigenem Detritus .

Als Kombination der oben beschriebenen Wackestones ist dieser Typ möglicherweise häufiger vertreten als beobachtet werden konnte (1560).

Reine Mikritschlicke (dolomitisch) lösen sich in Intraklasten auf und mischen sich mit Peloidlagen etwas dunklerer Lithologie.

Dazwischen sind Lagen von Quarz, Muskovit und Feldspäten, welche zusammen nicht mehr als 20% des Gesteins ausmachen, häufig. Ostracodenschalen sind verkieselt und der intergranuläre Raum zwischen den Peloiden kann durch authigenen Quarz gefüllt sein.

Diese Quarzphase ist stark karbonatbestäubt und randlich auch durch Dolomitrhomboeder (mikritisch) überwachsen. Im Gegensatz dazu entstehen im reinen Dolomitschlick authigene Quarze hoher Reinheit idiomorph (Durchmesser 0,05 mm).

In den Detrituslagen können selten rekristallisierte, dolomitische Ooide beobachtet werden.

3b) PP: Dichtgepackte Onko-Pel-Intramikrite (Packstone)

Charakteristisch sind korngestützte rekristallisierte "coated grains", unter denen mikritische Peloiden überwiegen.

Peloide und Fragmente von Ostracoden, Gastropoden und kleinen Lamellibranchiaten, welche stark umkrustet sind, erreichen einen hohen Rundungsgrad (PL25, A20, 803).

Grössere Peloide sind von einem klaren Kristallitsaum umgeben, welcher gelegentlich noch konzentrischen Aufbau erkennen lässt. Die dolomitische Rekristallisation ist aber vollständig und wird von einer kalzitischen, welche idiomorphe Rhomboeder bildet, partiell verdrängt.

Oft sind verschiedene Mikritphasen einbezogen. So können z.B. Intraklasten neben sparitisch rekristallisierten Komponenten in mikritischer Matrix liegen. Die Sparitkomponenten weisen dann einen Wandblockzement auf, welcher in etwa die ursprüngliche Ooidhülle nachzeichnet. Mikritische Intraklasten lassen keinen Innenaufbau erkennen. Zwischen Schalenfragmenten von Lamellibranchiaten kann der Mikrit weggewaschen sein. Im Inneren grösserer Lamellibranchiatenschalen angereichert, oder unter dem Schirm mikritischer "flatpebbles" sind "coated grains" mit ausgesprochen guter Rundung zu finden. Die durchwegs grobkristalline Rekristallisation: 60% als Einkristalle (davon 2% apatitisch), lässt vermuten, dass es sich um ursprünglich aragonitische Ooide handelte.

Verschiedene Mikritphasen sind als "flatpebbles" oder lagenweise zwischen den Grainstones erhalten (29, 29').

D) Typen mit Körnern in sparitischer Matrix:

1) PG: Die Biopelsparite. (Grainstones)

Das rekristallisierte Korngefüge weist gute Rundung und Sortierung auf. Crinoiden und Echinodermenstacheln (in einzelnen Lagen, max. 25% des Gesteins), Gastropoden (bis 15%) und Ostracoden (max. 5%), "coated grains" und vollständig mikritische Körner (Peloide) machen zusammen im allgemeinen nicht mehr als 65% des Gesamtgesteins aus. Gastropoden und Crinoiden kommen selten, Ostracoden und Crinoiden nie gemeinsam vor. In der mikrosparitischen Matrix (Kristallite zwischen 0,1 und 0,03 mm) stossen die Körner über komplex aufgebaute Rinden aneinander. (PQ, PQ, PL26).

Generell kann dieser Schalenbau wie folgt aussehen:

- a) Eine mikritische Kruste umhüllt unter Zersetzung das Korn (in fortgeschrittenem Zustand Mikritisierung des ganzen Kornes).
- b) Ummantelung durch einen sparitischen Zement (Ev. Mg-Kalzit Prismenzement, jetzt rekristallisiert) von 0,02 mm Mächtigkeit.
- c) Mikrosparitischer A-Zement, meist rhomboedrisch, seltener skalenoeedrisch, als Brückenzement die Körner festigend.
- d) Partielle Lösung von c) bzw. b).
- e) Rekristallisation der Kerne und des Porenraumes durch B-Zement-Bildung.
- f) Rekristallisation des korninternen Gefüges sowie der A- und B-Zemente.

Oft sind die Crinoidenstielglieder nicht von Prismenzement vom Typ b) ummantelt. Sie sind zu 5% durch braunen Dolomitsparit mit Hämatitbestäubung rekristallisiert (PL26, vgl. mit Typ BP (GL7)).

2) BP: Intrabiopelsparit (Aufarbeitungs-Horizonte in der Ravais-ch-Rauhacke.) (Vergleichbar mit BKBP)

Peloide und diverse Lithoklasten sind bimodal sortiert: Lithoklasten sind grösser als 0,8 mm, Peloide meist um 0,1 mm. Unter den Lithoklasten fallen viele kleine Knochenreste auf (max. 1,3 mm Länge). Daneben sind lagenweise Lithoklasten vom Typ E 2) angereichert.

Bei den Lithoklasten vom Typ E 2) handelt es sich um den mikritischen Anteil der Peloidmikrosparite. Die Komponenten werden bis max. 1,2 cm lang, die Lithologie ist unter Du 23" beschrieben.

Mit ihnen vergesellschaftet sind tonhaltige, siltreiche dunkle "flatpebbles" (max. 1,2 cm). (Du11, Du11', Du11'')

In einem Niveau, welches sich durchaus mit BKBP vergleichen lässt, liegen Bioklasten dicht gepackt. Postdiagenetisch weist das Gestein folgende Zusammensetzung auf (Du11, Du11', Du11'',X):

- 30% mikritische graue Matrix
- 20% Peloiden
- 5% Crinoiden mit epitaxialem "overgrowth" und umkrustete Echinidenstacheln
- 25% dolomitischer B-Zement in brauner Färbung
- 15% A-Zement oder Hundezahnzemente (rein), "rim"-Zemente
- 3% Kluftdolomitmente und Erzausscheidungen (wenig Pyrit, meist Hämatit)

Hauptsächlich die sparitischen B-Zemente ersetzen vollständig Lamellibranchiaten- und Gastropodenschalen. Die Prismenschicht der Pinnaceen sowie Serpuliden und Bryozoen sind rekristallisiert.

E) Typen mit kryptalgalen und loferitischen Gefügen:

Lagen von gut sortierten mikritischen Peloiden (selten mit dunkler Kruste) liegen im Mikrit, in welchem auch umkrustete Calcisphaeruliden- und Dasycladaceenbruchstücke schwimmen (Peloiddurchmesser 0,1 mm) (S8Du23, TS11).

Lagen von "flatpebbles", bestehend aus hellerem Mikrit (euhedrale Kristallite von durchschnittlich 0,007 mm), liegen im Pelmikrit.

Die Form der Fensterporen ist durch die konvex vorstehenden Rundungen der Peloiden gegeben (LF-A und LF-B Typ).

Diffus begrenzt im Mikrit sind Lagen von "coated-grains" und "algal lumps", deren diskordante Wachstumssäume nur in wenigen Fällen deutlich erkennbar sind (Du23").

1) L: Intrapelsparite mit loferitischen Gefügen (Boundstone)

Für das heterogene Sediment charakteristisch ist ein Porenvolumen von 5-20%, in welchem sich folgende Diageneseschritte beobachten lassen:

1. Bodensatz von dolomitischem Mikrit kann bis zu 25% des Porenvolumens füllen (Du23).
2. A-Zement-Saum.
3. Quarzsaum in Form von "dripstone"-Zement (nur innerhalb Poren, welche mit dem ausgeprägten Kluftsystem kommunizieren).
4. B-Zement, dolomitisch, max. 10% Apatitanteil.

2) AL:"Algenlaminiten", Intrapelmikrite und Microsparite mit Stromatolithen (Bindstone)

Das poröse, kryptalgallaminierte Gefüge fängt Silt auf und liegt auch als "pebble"-Lage aufgearbeitet im Karbonatsilt vor (A3).

Terrigener Detritus macht bis zu 10% im karbonatischen Gestein aus. Er setzt sich wie folgt zusammen:

- 40% Quarz
- 10% mikritisierter Quarz
- 20% Feldspäte
- 5% Hellglimmer (incl. Illit)
- 5% Erz (Hämatit) und Akzessorien (Epidot, Turmalin)

Die Matrix kann dolomitisch rekristallisiert sein. Im poikilotopischen Gefüge sind Stromatolithen als Hämatit-führende Schnüre und Siltlagen erkennbar geblieben.

Einzelne "algal lumps" liegen in Mikrit gebettet, in welchem idiomorph authigener Quarz um kleine Quarzinsphärolite wachsen. Diskordant abgeschnittene, gradierte "Klein-Channels" (scour and fill structures) führen Dolomitarenite mit wenig siliziklastischem Detritus (PS9).

Idiomorphe Dolomithomboeder (0,05 mm) sind lagenweise gesteinsbildend und zeigen eine normale Gradierung (Je5).

Eine detailliertere lithologische Beschreibung der S-charl-Fm. sowie eine Interpretation des Milieus findet sich im Kapitel 4.2 : Die zyklische Sedimentation an der Basis der S-charl-Fm.

2.2.3. Die Vallatscha-Fm.

Die Definition der Vallatscha-Fm. findet sich in DÖSSEGGER & MÜLLER (1976).

Synonyme: Oberer Teil von THEOBALDs (1864) "Mittelgebirge". Dolomitischer Arlbergkalk und Arlbergdolomit nach BRAUCHLI (1921), "Mittelladin" und nur die wirklich dolomitischen Anteile des Arlbergdolomit nach EUGSTER (1923).

Kleiner Exkurs zur "Mittelladingruppe" der älteren Autoren:

Die sog. Mittelladingruppe" der älteren Autoren umfasste einen Profilausschnitt zwischen "Arlbergkalk" und "Arlbergdolomit", in welchem die verschiedensten Lithologien beobachtet wurden:

BRAUCHLI (1921, p.19): "Dunkler, grobspätiger Dolomit mit dicken Stielgliedern von Encriniten ... graue oft korallogene, glatte Dolomite, welche reich an Schnecken sind". "Kleine, gefiederte Kalksprengel, wahrscheinlich Überreste von Fossilien ... gebänderte Dolomitschiefer mit roten Tonhäuten."

EUGSTER (1923, p.32): "Schwarze Dolomite mit weiss anwitternden Crinoidenstielgliedern ... graue, körnige Dolomite mit Gastropoden.", "..besonders auffallend aber ist das Auftreten einer weissen, dolomitischen Breccie..", ".. gestreifte, rötlich gefärbte kristallinkörnige Dolomitlagen."

Einige dieser lithologischen Bezeichnungen müssen übersetzt werden: Mit "korallogenen Dolomiten" sind meist selektiv dolomitisierte Lebensspuren gemeint. Als "Crinoiden" wurden dolomitische Pseudomorphosen nach Sulfatknöllchen ("nodular anhydrite") bezeichnet.

Detaillierte Profilaufnahmen zeigen, dass innerhalb der Ducankette mehrere Niveaux von Weissspatbrekzien und "Zebradolomiten" teils in den S-charl-Kalken, teils an die Basis der geringmächtigen Vallatscha-Dolomite gebunden auftreten. In der Landwasserkette (südliches "Plessur-Gebirge" der älteren Autoren), wo anstelle der Oberen S-charl-Fm. eine feinkörnige Vallatscha-Lithologie ausgebildet ist, sind mehrere Brekzien-Niveaus und Lagen mit Pseudomorphosen nach Sulfat zu beobachten.

Die augenfälligen Merkmale dieser "Mittelladingruppe" sind Folgen einer bestimmten Diagenese-geschichte, mit Ausnahme einiger m-n-mächtiger, brauner Ton-Einschaltungen sind keine Sedimente einbezogen, welche sich von jenen der Vallatscha oder Oberen S-charl-Fm. unterscheiden lassen. Die i.a. grob rekristallisierten, dunklen Dolomite (PG,P) weisen grosse Ähnlichkeit mit der Fazies des Typusprofils am Piz Vallatscha in den Unterengadiner-Dolomiten auf. Sie passen daher gut in die etwas weiter gefasste "Vallatscha-Fm. Mittelbündens".

Wir möchten deshalb den Begriff "Mittelladin" (auch wegen den fehlenden biostratigraphischen Evidenzen) nicht weiter verwenden, scheiden aber mit der "Tiaunbrekzie" die Brekzienhorizonte in der Vallatscha-Fm. aus.

Das Typusprofil befindet sich am Südgrat des Piz Vallatscha (Ofenpass-Gebiet), (921'500/171'500/2580) bis (821'350/171'525/2695).

Die Untergrenze der Vallatscha-Fm. wird in der Regel mit dem Auftreten von sparitischen, dunkelgrauen Dolomiten gezogen. In diesem Niveau schaltet sich oft ein Weissspatbrekzienkörper ein, primär bedingt durch eine supratidale Phase, sekundär nachgezeichnet als alpine Schwächezone.

Die Obergrenze der Vallatscha-Fm. ist durch den Übergang von sparitischen, grauen Dolomiten zu dunklen, plattigen Kalken der Prosanto-Fm. charakterisiert. Das Detailprofil (Fig. 55) zeigt die

Situation im E-Ducan. In der Val Tuors ist die Prosanto-Fm. noch klar abzugrenzen, in der

Muchetta und erst recht in der Chavagl- und Urmina-Schuppe fällt dies schwer, da nach Westen zunehmend graue, knorrige Dolomite die Prosanto-Schichten ersetzen.

Lithologie:

Die massig gebankten grauen Dolomitsparite lassen sich nur schwer von gewissen Hauptdolomit-Typen unterscheiden (Münschauns- oder Murteret-Dolomit). Feiner gebankte Serien (Landwasserdolomit) und seltenes aber haufenweises Auftreten von Diploporen oder Gastropoden sowie ichtitische Lagen sind typisch.

Kryptalgale Lamination unterbricht in der Profilabfolge massive Bänke, welche aus Peloid-führenden Wackestones bestehen (M/W, BP), kaum Sedimentationsstrukturen erkennen lassen, Pseudomorphosen nach Sulfatkristallen enthalten und gelegentlich an der Basis Gastropoden führen.

Typisch sind Brekzien, deren Komponenten oft wenig aus dem Schichtverband bewegt sind, gutes Fitting und kaum Rundung aufweisen (Vergl. Kap. Brekzien der Vallatscha-Fm.). Austrocknungsrisse und Dolomit-Kristallisation treten lagenweise auf.

Verbreitung der Vallatscha-Fm.

Ducankette:

Generell fällt im Ducan die geringe Mächtigkeit der massigen grauen Dolomite auf. Im Gipfel der Plattenflue 25-30m, am Gletscherducan 15-20m, im Piz Prosonch 15-20m, in der Val Striela ca. 50m und in der Val Tisch bis 120m. Entsprechend setzt eine mächtigere Prosanto-Abfolge dort ein, wo die Vallatscha-Fm. geringmächtig vertreten ist. (Prosonch bis 240m Prosanto, vgl. Fig. 56,57)

Die grauen Dolomite sind im Bereich Plattenfluh-Hochducan lagenweise durch Schirmporen gesprenkelt. Gegen W sind solche Poren seltener. Unter dem Hochducan ist in der monotonen Lithologie ausser stromatolithischen Lagen nur noch selten Gradierungen zu sehen.

Nördlich des Kleinducan sind einzelne bioturbirte Bänke grobsparitisch dolomitisiert. Darin treten zwei Niveaus mit Flatpebbles ("edgewise conglomerates") auf. Hohlräume und Zwischenräume wurden hier durch einen dolomitischen Litharenit meist gradiert verfüllt.

Landwasser:

In den Zügen lassen sich zwei Hauptlithologien unterscheiden:

Die grobspätigen Dolomitarenite, welche auch in die Brekzien (Tiaun-Brekzie) in den unteren Teil der Vallatscha-Fm. einbezogen sind (VA IR, VA BP).

Darüber liegen feiner gebankte Mudstones, welche gelegentlich durch stromatolithische Lagen (LLH) unterbrochen werden: IM, BW, BP: A). Diese feinkörnige Lithologie ist eine Spezialität des Landwassertales und wird in dieser Arbeit auch mit "Landwasserdolomit" oder "Vallatscha in Zügen-Fazies" bezeichnet (p.104).

Im SW (Muchetta, Jenisberg) enthält die Vallatscha-Fm. Ooide und umkrustete Lamellibranchiaten (BP: B)), gegen N (Alp Nova) sind vermehrt Diploporen eingelagert (BP: B)).

Piz Vallatscha (Ofenpass-Gebiet, Typus-Lokalität):

Mit klarem Kontakt überlagern massige Diploporendolomit-Bänke die stark tektonisch beanspruchten, gelb-rosa gefärbten Kalkschiefer der S-charl-Fm. Die Obergrenze kann in der Wand gegen den Piz d' Astras mit einem markanten Tuffitband gegen die Raibldolomite hin gezogen werden. (Mächtigkeit der Vallatscha-Fm. ca. 200m)

Massige Bankfolgen setzen direkt über den S-charlkalken ein. Die untersten Meter sind gelegentlich an der Basis der Bänke Diploporen-führend. Im zentralen Teil des Profils (Fig. 64) sind Bruchstücke von Dasycladaceen gesteinsbildend. Im fossilarmen obersten Drittel der Formation ist die Lithologie feinkörniger, feiner gebankt und etwas dunkler anwitternd als im mittleren Teil. Diploporen treten zurück, leicht gekräuselte Algenmatten werden

häufiger. Gelegentlich tritt auch strömungsbedingte Lamination auf. Flatpebbles-Lagen werden als Tempestite interpretiert.

Die Turettas-Fm. (DÖSSEGGER et al. 1982) ist in den westlichen Unterengadiner Dolomiten verbreitet. Die feingebankten Dolomite zeigen deutliche Sedimentstrukturen (Gradierungen, Kreuzschichtungen, Internbrekzien). In der Turettaskette misst die Formation 70m, in der Tavrü-Gegend sind 12m typischer Turettas-Dolomite vertreten. In der NE-Ecke der Engadiner-Dolomiten fehlen diese, ebenso in der Ducankette und im Landwassergebiet.

Die Verbreitung der Tiaun-Brekzie (vgl. Kap. 3.1. Die Brekzien)

Die brekziöse Ausbildung der Vallatscha-Fm. nimmt in Mittelbünden von SE nach NW zu (vgl. EUGSTER 1923 p.51).

In der Ducankette treffen wir Weissspatbrekzien hauptsächlich an der Basis der geringmächtigen Vallatscha-Dolomite (Wasserfall, Ducantal, Piz Prosonch). Dolomitisations- Brekzien greifen diskordant zur Schichtung auch in die Obere S-charl-Fm. (Plattenfluh - Hochducan, Kleinducan - Gletscherducan). Brekzien mit dolomitischer Matrix ("Thixotropie- Brekzien") sind hauptsächlich in der Landwasserkette (Guggernell, Tiaun) vertreten. Sie bilden in der Ducankette die Ausnahme (nördlich des Kleinducan). In den Unterengadiner Dolomiten treten am Piz Starlex und in der Turettaskette Brekzienkörper mit dolomitischer Grundmasse auf. Die Vallatscha-Fm. am Piz Cristannas enthält vermehrt Weissspatbrekzien.

Fossilien aus der Vallatscha-Fm.:

Foraminifera:

Nodosaridae:

Dentalina sp. (V12A)
Turitellecta mesotriatica ZANINETTI (N8,N8')
und nicht näher bestimmbare Formen

Ammodiscidae

Ammodiscus sp. (V12A)
Endothyra elegans SALAJ (S30)
Endothyra sp. (N8A)
Endothyranella wirtzi KOEHN-ZANINETTI (S19)
Glomospira grandis SALAJ
Glomospirella sp. (N8E)
Triadidiscus eomesozoicus OBERH. (N8G)
Meandrospira sp. cf. *M. deformata* SALAJ (2)
und nicht näher bestimmbare Formen (V12A)

Oberhauserellidae (nicht näher bestimmbare Formen) (S19)

Protoglobigerinae (nicht näher bestimmbare Formen) (S19)

Ophthalminidae (nicht näher bestimmbare Formen) (V12A)

Glomospira sp. (V12A)

Fischerinidae (nicht näher bestimmbare Formen) (V12F, S12)

Algen:

Dasycladaceae:

Diploporella

Diploporella annulata SCHAFFHÄUTL

Diploporella annulatissima PIA

Oligoporella

Oligoporella sp.

Gyroporella sp ?

Ostracoda: (nicht näher bestimmbare Formen)

Porifera:

Triaxone Spiculae

Echinidae:

Cidariden-Stachel

Lamellibranchiata:

Nuculiden

Brachiopoda:

Rhynchonellidae

Decurtella decurtata GYR. ¹⁾ und
"Rhynchonella" sp. aus dem oberen Ducantal.

Gastropoda:

Vernelia BÖHM

Pachyomphalus BÖHM

Goniospira COSSMANN (= *Turritella armata* MÜNSTER)

Spurenfossilien:

Rhizocorallium sp.

Kotpillen:

Palaxius sp.

Callianassa sp.

Alter:

Die gefundenen Fossilien lassen keine genaue Datierung zu. Neben Durchläufern (Diploporen, Gastropoden u.a.) treten verschiedene Foraminiferen, Oligopora und Brachiopoda auf, welche in ladinischen Sedimenten selten oder bisher gar nicht gefunden wurden. Die Vallatscha-Fm. kann oberanisisches oder ladinisches Alter haben.

Die Mikrofaziestypen der Vallatscha-Fm.

A) Typen ohne Biogene

1) IM : Intramikrit (Packstone und Mudstone)

"softpebble conglomerates"

2) IR : Intrasparit (Wackestone)

Dolomitrudit

B) Typen mit Biogene

1) M/W : a) Biointramikrit (Wackestone)

b) Biointramikrit (Tempestit) (Packstone)

2) PG/P: Pelmikrosparit mit diversen Biogenen (skeletal Packstone)

a) Intrapelmikrit (Packstone)

b) Dasycladaceen-Pelmikrit (Packstone bis Wackestone)

c) "coated grain"-Filament-Oosparit (Grainstone)

d) Intrabiopelsparite (Grainstone)

3) AL : a) "Algenfilament-Sparrudite (rekristallisierter Bindstone)

b) Peloid "Algenmikrite" (algal Bindstone, Grainstone)

¹⁾ Die kieselig rekristallisierten Schalen wittern im Gestein heraus. Nach BITTNER (1886, Tafel 26) kommen folgende Arten in Frage:

"Rhynchonella" mojsisovicsi BUCH

"Rh." decurtata GYR. (= *Decurtella decurtata* {GYR.})

"Rh." mentzelii BUCH

Das gemessene Längen-Breiten Verhältnis sowie die gradlinig verlaufende Kommissur sprechen für die Art *Decurtella decurtata* (GYR.).

A) Typen ohne Biogene

1) IM: Intramikrite (Packstone)

Die Intraklasten sind oft gut gerundet und weisen durchwegs groberes Kristallisationsgefüge auf als die umgebende Matrix. Die Kontaktstellen zwischen den Komponenten ("grainsupport") sind nur leicht suturiert und selten durch Stylolithen nachgezogen.

Im Normalfall umfassen die Komponenten Lagen von wenigen cm innerhalb derer sie gradiert liegen (Grain- bis Wackestone) (C5211, B5, D24).

Die Übergänge in Ichnitlagen mit zusammenhängenden Frassbauten sind fließend, weshalb wir die Intraklasten als aufgearbeitete, frühkonsolidierte Füllungen und Umhüllungen von Frassbauten interpretieren.

"Soft pebble"-Lagen mit wollsackförmigen, undeutlich getrennten Komponenten im 2-15mm-Bereich sind typisch für die Vallatscha-Mikrite. Entwässerungsstrukturen sowie unterschiedliche Diagenese aufgrund der Tonfraktionverteilung stören das Einbettungsbild der Mikrite. Zwischen den "soft burrows" sind Crinoiden-Stielglieder eingestreut. Ihre Diagenese endet in apatitischer Einkristallbildung (GUG').

Flaserige Textur entsteht bei der Kompaktion von "Softpebble"-Lagen mit unterschiedlicher Mächtigkeit. Gips-Pseudomorphosen (meist Zwillinge bis 4mm) zeigen selten schöne Kanten. Meist sind diese gerundet (Zü 41,43,BS37).

2) IR Die Intrasparrudite (Rekristallisationsprodukt)

Stark dolomitische Rekristallisation prägt diesen Typus. Er ist durch idiomorphe Dolomithomboeder charakterisiert, welche um einzelne Intraklasten (< 0,3 mm) wachsen können und mit zunehmender Grösse den Raum im poikilopischen Kristallitgefüge erfüllen.

In den Zwickeln liegt eine eisenreiche Matrix (Hämatit 5% und Limonit < 2%), welche zwischen 5 und 90% Galenit führt. Dolomitekristalle von durchschnittlich 2 mm machen 95% aus, Apatitkristalle weniger als 1%. (AK8, GL9, S14)

Leicht Hämatit-bestäubt sind Intraklasten, welche die sparitische Sammelkristallisation überleben. Es handelt sich um laminierte Partien von Lithoklasten, welche meist nur noch aus Mikrosparit-gesäumten Stylolithen bestehen. In der Matrix zwischen solchen "Lithoklasten" sind Peloiden enthalten (0,2mm) (Je10,10').

B) Typen mit Biogenen

1) BW Biointramikrite (Mudstone - Wackestone)

a) Wackestone

Im Stylolith-durchsetzten Mikrit schwimmen grosse Fragmente (1,5 cm) und vollständige Schalen von Brachiopoden (terebratulide Formen) und Lamellibranchiaten.

Lösungshohlräume in den dickeren Schalenpartien der Schlossgegend können Chalcedonester und quarzitisches Kristallisations aufweisen.

Auch Echinidenstacheln sind partiell verkieselt, normalerweise aber ohne Kruste oder "overgrowth" dolomitisiert (C470, Zü42).

Monaxone und triaxone Schwarmspiculae sind in Fragmenten dolomitisch erhalten.

In der Matrix können Partien mit Feinpeloiden (Durchmesser 0,04 mm) vom inhomogenen Mikrit unterschieden werden, in welchem bis zu 2% Feinsilt enthalten ist (Quarz zu Muscovit = 12 : 1).

b) Packstone-Lagen im Wackestone

"Skeletal" Packstones, bestehend aus umkrusteten Lamellibranchiaten, Gastropoden, "algal lumps" und Dasycladaceenschutt in Pelbiomikriten.

Die Schalen sind unter den Mikrobenkrusten weggelöst und die entstandenen Hohlräume durch A-Zemente über mikritischem Bodensatz ausgekleidet (S30).

2) BP Pelmikrosparite mit diversen Biogenen (Packstone)

a) Intrapelmikrite

In mikrosparitischer Matrix (euhedral begrenzte Kristallite von 0,005 mm Durchmesser) schwimmen Lithoklasten von 0,2-2mm Grösse, ("subangular" bis "rounded") zwischen Nestern von kleinen Peloiden (Durchmesser 0,08 mm) (Zü110).

Selten enthalten einzelne Bänke rhynchonellide Brachiopoden.

In den geschlossenen Gehäusen sind reliktsch helle mikritische Dolomite mit Peloiden von 0,02mm Durchmesser als Komponenten neben dem Hohlraumkristallinat erhalten geblieben.

Kristallisationsabfolge:

1. Quarzsäume (partiell auch dolomitische A-Zemente)
2. dolomitischer Mantel aus B-Zement
3. Kalzit im zentralen Hohlraum neben Apatit und grossen, klaren Quarzkristallen.

b) Dasycladaceen-Pelsparite (Grainstone)

Bankweise sind Dasycladaceenbruchstücke in "coated grain"- Pelspariten eingestreut. Die einzelnen Ästchen und Rohrstücke sind aufgebrochen und selten länger als 1 cm.

Nach E. OTT handelt sich um Assoziationen von *Diplopora annulata* und *Diplopora annulatissima*, wobei letztere untervertreten ist.

Selten sind Echinoidenstacheln von max. 0,3 mm Durchmesser, welche dolomitisch durch einen A- und B-Zement rekristallisiert sind.

Die Grundmasse des Gesteins wird durch Pelloide, rekristallisierte Foraminiferen, Bruchstücke von Gastropoden, Lamellibranchiaten und Crinoiden gebildet. Zonenweise treten häufiger Rindenkörner mit rekristallisierten Kernen (Lamellibranchiatenschalenstücke, Lithoklasten und Ostracoden) auf. Die gut gerundeten Komponenten halten sich mit 0,12 mm Durchmesser an eine gute Sortierung (V8, V9, V12a-d, Va-d) (Fig.).

Im hydrodynamischen Milieu scheinen sich die porösen grossen Dasycladaceenbruchstücke ähnlich zu verhalten, wie kleine Pelloide höherer Dichte (BONNEFILLE 1963).

In den gelösten Dasycladaceenmanteln und im primären Porenvolumen kristallisiert mehrphasig Dolomitsparit. Eine Erzphase zeichnet die Oberfläche eines ersten B-Zement-Saumes innerhalb dieser Hohlräume deutlich nach.

Dasycladaceen-Sparite

Der Fall, dass Dasycladaceenbruchstücke (überwiegend *Diplopora annulata*) in Spariten und stark rekristallisierten Mikrospariten liegen, scheint auf die Unterengadiner Dolomiten beschränkt zu sein (Piz Cristannas bis Ofenpass-Region (C19, C45, 45', PN3)).

c) "Coated grain"-Algenfilament-Oosparite

Rekristallisierte, mehrphasig umkrustete Ooide von durchschnittlich 0,3 mm enthalten bis zu 40% Biogene (Spongienspiculae, Lamellibranchiaten) sowie gut gerundete Lithoklasten (Mu13, 13').

Gelegentlich hält der äusserste Kristallitsaum zwei Körner zu einem Paar zusammen. Es ist nicht ersichtlich, ob es sich um radiale oder tangentielle Primärzemente handelt. An drei Beispielen konnte ein radialer Blockzement erkannt werden. Mikritischen Dolomit fangende Algenfilamente im Abstand von mm bis cm trennen leicht gradierte, chaotisch durchmischte Lagen. Das Volumen zwischen den Komponenten scheint ausgewaschen und ist sparitisch rekristallisiert. Einzelne primäre Poren sind durch Lösung erweitert und das Porenvolumen so lagenweise auf max. 20% des Gesamtgesteins erhöht.

d) IntraBioPelsparite

Der Grainstone zeigt eine vielfältige Komponentenzusammensetzung. Neben "fecal-pellets"(0,09-0,15 mm) messen Crinoidenstielglieder, ebenso Querschnitte von hochkonischen Gastropoden max. 1 mm, Foraminiferen 0,24 mm. Koprolithe mit Innenstruktur vom Typ *Pallaxides* und hauptsächlich an der konkaven Seite von Mikrobenumkrusteten Lamellibranchiatenfragmenten liegen "grainsupported" im Sparit-Zement. Unter dem schützenden Schirm zentimetergrosser Lamellibranchiatenschalen

liegen Pelloide und Foraminiferen von max. 0,08 mm Durchmesser. Wo die sedimentfangende Schale gelöst wurde, bleiben dunkel pigmentierte Klaster, welche im Vergleich zum umgebenden Sediment meist geringere Auswaschung zeigen (N8, N8A) Einzelexemplare von schlecht erhaltenen stockbildenden Algen (*Tubiphytes* sp.) tragen partiell dünne Mikrobenkrusten.

3) AL Biolithit (Bindstone, Stromatolithen)

a) "Algenfilament"-Sparite bis Rudite

Die durchwegs stark rekristallisierten Typen zeigen reliktsch kryptalgale Lamination. Die Dolomitisation greift entlang von tonreichen Lagen vor und kann das Gestein penetrativ mit idiomorphen Dolomithomboedern von max. 1 mm Kantenlänge überprägen.

Oft bleiben nur noch Stylolithe oder mikritische Bänder erhalten. Im Gegensatz zu A 2) liegen sie aber immer ungestört (S26, P14, C13").

b) Peloid-Algenmikrite" (Wackestone)

In Lagen von 2 - 5 mm (welche auch stark gestört sein können) werden Pelloide von durchschnittlich 0,12 mm rhythmisch durch Stromatolithen gebunden. Mit ihnen wird auch eine feine Schlickmatrix eingefangen (RO (Wiesen)).

Die Tonhäute undulieren oder sind gekräuselt.

Interpretation der Vallatscha-Fm.: vgl. Kap. 3.1 "Brekzien der Vallatscha-Fm." und 3.3 "Dolomitisation" im Teil III.

2.2.4. Die Prosanto-Fm.

Der Name stammt von der Bezeichnung "Piz Prosanto", welche bis 1877 für den Gipfel (779'600/169'560/2684), den heutigen Piz Prosonch, in der Dufour-Karte verwendet wurde.

Synonyma:

LEUPOLD (1920) und EUGSTER (1922, p.137) bezeichneten erstmals die kalkigen Einschaltungen über den "ladinischen" Dolomiten als Prosantoschichten. In der Val Sesvenna (Unterengadin) wurden die feingebankten, plattigen "Kalkschiefer" über den Vallatscha-Dolomiten von KELLERHALS (1966) als Verschupptes Anis interpretiert. DÖSSEGGER & MÜLLER (1976) stellten die dunklen Einschaltungen zur Vallatscha-Fm. Die stark von der Vallatscha-Lithologie abweichende Ausbildung wird als Formation angesprochen.

Verbreitungsgebiet ist Mittelbünden und die Umgebung der Val Sesvenna in den NE Engadinerdolomiten.

Typusprofil: Das Typusprofil liegt zwischen (780'000/170'350/2400) und (780'200/170'150/2510) im NE des Piz Prosonch. Die steilstehenden Bänke liegen verkehrt und sind in Falten gelegt¹²⁾

Untergrenze:

In der zentralen und östlichen Ducankette lässt sich die Untergrenze mit dem Auftreten feingebankter, plattiger Kalke klar ziehen. Südlich der Val Tuors, im westlichen Landwassertal und in den Zügen wird sie mit dem Auftreten strömungslaminierter feingebankter dunkler, teils bituminöser Dolomite, die "slumping" zeigen können, festgelegt. Im östlichen Landwassertal werden die deutlich dunkleren plattigen Dolomite und Kalkschiefer über den sparitischen Vallatscha-Dolomiten als Prosanto-Fm. bezeichnet.

Obergrenze:

Die Obergrenze wird in der Ducankette mit der ersten durchziehenden Silexlage unter hell anwitternden Kalken und feinkörnigen Dolomiten gezogen. Ein Niveau von 2-12m mächtigen dunklen feingebankten Dolomiten und Kalken innerhalb der Altein-Fm. ¹²⁾ ist in der westlichen Ducan-Kette, dem oberen Landwassertal und am Strehl in der Landwasserkette aufgeschlossen. Wir stellen es zur Altein-Fm.

Lithologie:

"schwarze, glasklingende Kalkschiefer und plattige Kalke" (EUGSTER 1923, p.33 und 43¹³⁾)

Maximale Mächtigkeit wird in Mittelbünden in durchwegs kalkiger Fazies erreicht (Piz Prosonch: 240m). Die feinplattigen Kalke enthalten im unteren Teil, sowie am Top der Formation eine Fischfauna, welche gut erhalten ist. Wenige mächtige Brekzien-Bänke vom Vallatscha-Typus an der Basis der Formation enthalten Diploporen (*D.annulata* PIA und *D.annulatissima* SCHAFFHÄUTL) Die vereinzelt auftretenden Ostracoden sind stets rekrystallisiert.

Sedimentationsmodus :

Hintergrundsedimentation:

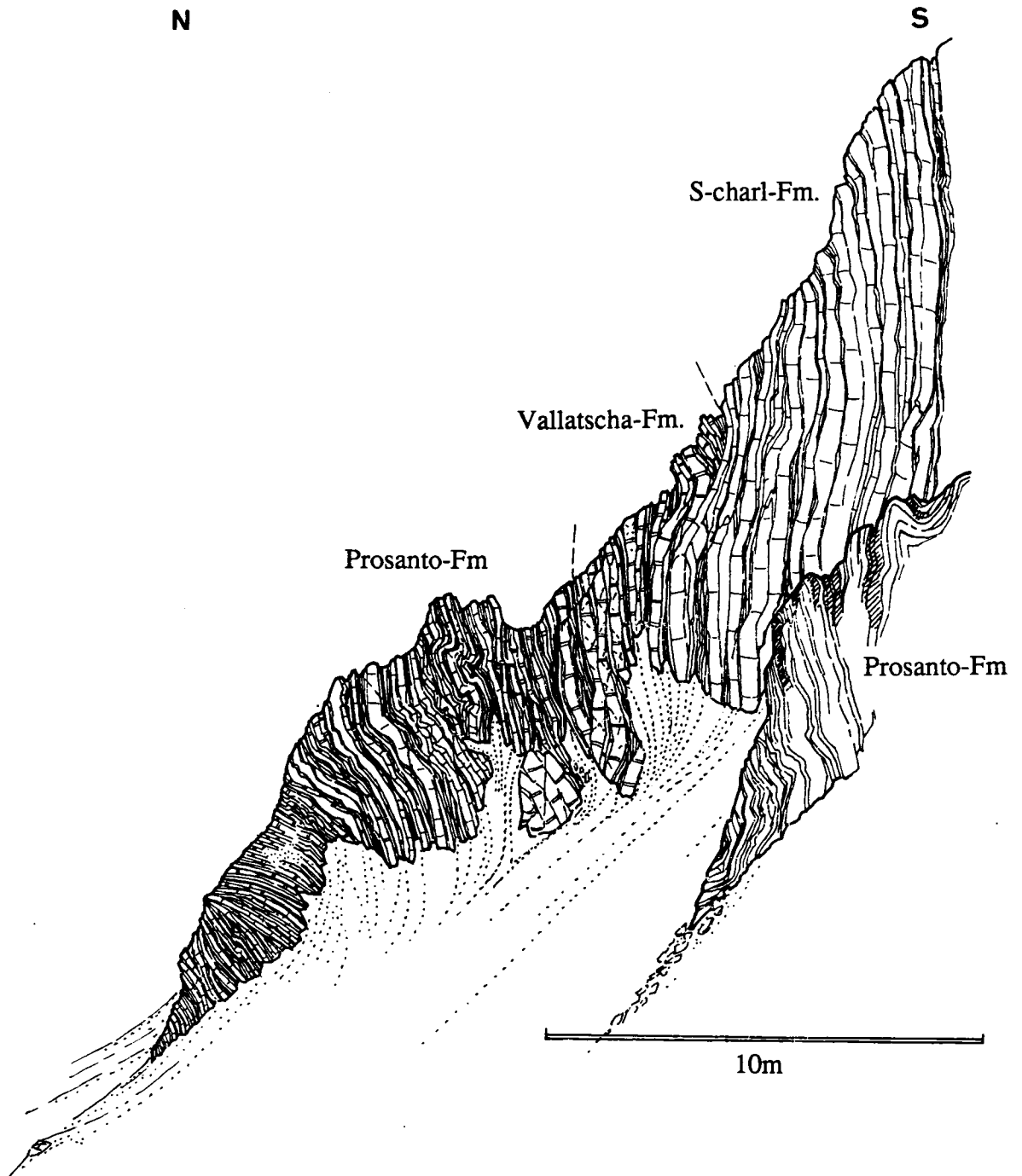
Die homogenen Schlickbänke (PRM, PRPM) bitumiöser Schiefer und Laminite (PRL) werden je nach Tiefe und Schichtung der Wassersäule mehr oder weniger kontinuierlich sedimentiert.

Turbidite und Slumps:

Hauptsächlich an der Basis des Profils sind verslumpfte Bänke sehr häufig. Die abgleitenden Pakete sind meist von geringer Mächtigkeit (einige cm) und enthalten früh verfestigte Biomatten (PRAL) oder feinste Lagen von dolomitisierten Pelmikriten (PRPM). Diese können sich in Komponenten auflösen (höhere Transportenergie, aber auch Entwässerung: convolute bedding). Gradierte Strömungslaminationen, überlagert von undeutlicher Schrägschichtung und von homogenem Mikrospartit (Hintergrundsedimentation), werden als

Turbidite interpretiert. In den Schichtgliedern 19, 26 und 27 des Typusprofils liefern mehrere kleine Turbidite gradierte Bänklein, welche basal z.T. Biodetitus (BM) führen, in Laminite oder undeutlich kreuzgeschichtete Peloidschlicke übergehen und nach oben nicht von der Hintergrundsedimentation zu trennen sind.

Fig. 54. Die Basis der Prosanto-Fm. im Nordhang des Piz Prosonch:



Die Verbreitung der Prosanto-Fm.:

Ducan:

In der Ducankette variiert die Mächtigkeit der typischen Prosanto-Schichten von E nach W deutlich.

Die Profile sind im hinteren Sertigtal 80 m, im Profil des Gletscherducan 80-100 m und im Piz Prosonch (Typlokalität) bis zu 200 m mächtig.

Die Fazies in der Gegend des Gletscherducan mit *Decurtella decurtata* (GYR.), dolomitischen Bänken und Brekzien mit doloarenitischer Matrix) steht der Ausbildung in den Zügen näher als die feinplattigen Kalke im W und E der Ducankette.

Landwasser:

Zur Sedimentation von eigentlichen Prosanto-Schichten kommt es nur kurzfristig und mit Unterbrüchen. So sind nur dünne Lagen von euxinischen Schiefen in stets dolomitischer Fazies ausgebildet, welche gegen W (Alvaneu, Brienz, Urmina) ganz fehlen.

Auch in der Landwasserkette verliert sich der Charakter der Prosanto-Schichten von E nach W. Allerdings sind sie im Strehl noch in der typischen, kalkigen, fossilreichen Ausbildung anzutreffen

(PR C, PR BM). Im Tiaun-Guggernell-Gebiet überwiegt bereits der dolomitische Anteil (PR AL). Bei Brienz sind die Prosanto-Schichten nicht mehr von der Zügenfazies der Vallatscha-Fm. (Landwasserdolomit) und nur schwerlich von den gut gebankten Altein-Dolomiten zu trennen. In den Zügen ist ein Schlickbecken mit relativ guter Durchlüftung erhalten (PR PM).

Fig. 55: Markante Bank in der unteren Prosanto-Fm. der Ducankette.

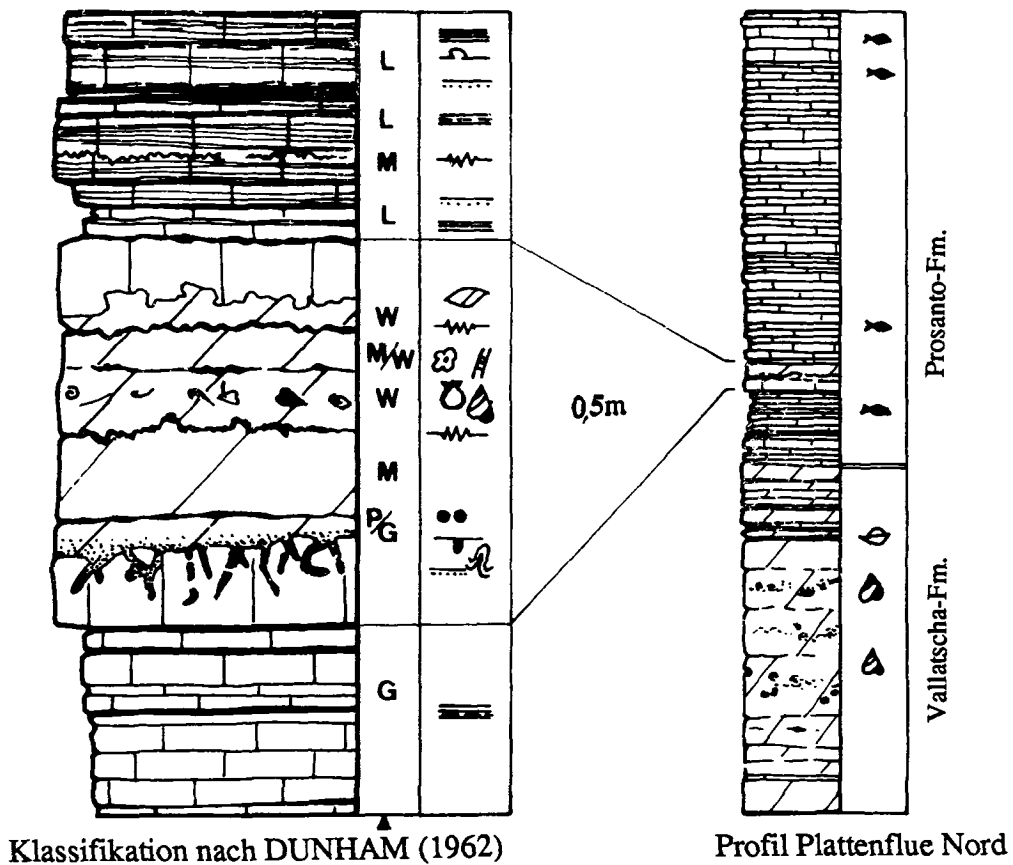
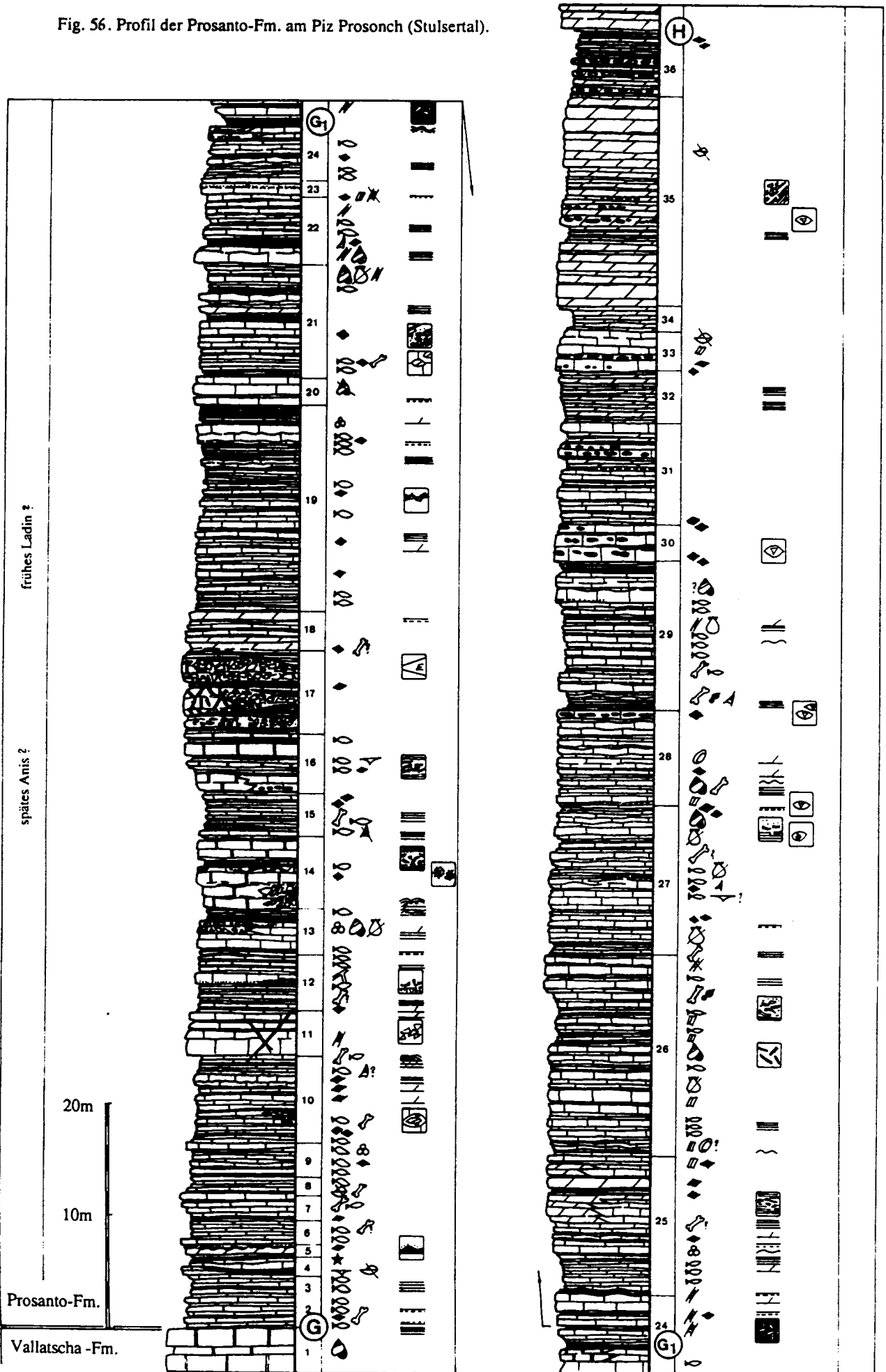


Fig. 56. Profil der Prosanto-Fm. am Piz Prosonch (Stulsertal).



Unterengadiner Dolomiten

In der Val Sesvenna lassen sich plattige Kalkeinschaltungen ¹³⁾ von den gut gebankten Dolomiten der Vallatscha-Fm. unterscheiden. Sie sind mit der Ausbildung der Prosanto-Fm. in der Val Tuors zu vergleichen, enthalten aber einen mächtigeren Abschnitt in rein kalkiger Fazies. Fische konnten in der Val Sesvenna nicht gefunden werden.

Die Fossilien aus der Prosanto-Fm.:

Dasycladaceae:

Physoporella lepotheca KOCHANSKY konnte mit freundlicher Mithilfe von E.OTT (München) aus der Schicht SP 233 im Stulsertal bestimmt werden.

Oligoporella sp.

Diplopora annulata SCHAFFHÄUTL

Diplopora sp.

Foraminiferea:

Nodosaridae ¹⁴⁾

Sauropterygia:

Pachypleurosaurus : "Militärpersonen" fanden 1942 in einer Schutthalde der Stulseralp Teile eines gut erhaltenen Stückes, welches später als *Pachypleurosaurus staubi* KUHN-SCHNYDER (1959) beschrieben wurde. 1952 kam in der Naturaliensammlung der Sekundarschule Davos ein Stück eines

Pachypleurosaurus

sp. aus dem Ducantal zum Vorschein (KUHN-SCHNYDER, 1952)

Als neue Funde sind folgende Bruchstücke zu verzeichnen:

Wirbelkörper aus dem Ducantal und Neuralbogen vom Hochducan-Nordfuss

Fische:

Habroichthys minimus BROUGH (Fig. 124/6)

Habroichthys sp. nov.:

Fig. 124/3-5 zeigen Individuen aus dem Ducantal, welche grösser sind und etwas mehr Schuppen aufweisen, als *Habroichthys minimus*. (BROUGH, 1939). Die neue Definition dieser Species, welche auch in der Fundstelle P.902 am Monte San Giorgio in den Schichten Nr.148-163 vorkommt, ist gegenwärtig in Bearbeitung durch J.GRIFFITH, London.

Aetheodontus sp.:

Das schlecht erhaltene Stück lässt keine genauere Bestimmung zu.

Saurichthys sp.:

Schädeldach mit abgebrochener Schnauze (Hochducan Nord, Fig.125)

Wirbelsäule durch die Erosion in Mittleidenschaft gezogen. (Ducantal)

Schädel in Seitenlage, Fund von A.ZAUGG (Geol.Inst. UNI Bern), (Tiaungrat)

- 12) Eugster betrachtete die Einschaltungen sekundärer dolomitisierter heller Bänke in den Prosanto-Schichten als Alteindolomit und sah in den verstellten und zerscherten Falten des Piz Prosonch eine stratigraphische Verdoppelung. Die Abfolge scheint aber in ihrer unterschiedlichen Ausbildung (knollige, dunkle Dolomitpartien, rekristallisierte helle Bänke und unterschiedlicher Fossilgehalt) in normaler Mächtigkeit 240m zu erreichen. Entsprechend sind im Gipfelprofil die Vallatscha-Dolomite geringmächtig ausgebildet.
- 13) In EUGSTERs Tabelle p.43 handelt es sich bei der Eigenschaft "dickbankig" wohl um einen Druckfehler.
- 14) Die uniserialen Formen besitzen meist 5-7 gut erkennbare, oval begrenzte Kammern, welche sich zu 15-20% überlappen. Siphonartig wächst gegen die distale Seite jeder Kammer ein kleiner Kragen aus der elliptischen Form. Die Achse der Kammern liegt in einer leichteren Biegung, welche von juvenil gegen adult einen grösseren Radius erhält. Kammerdurchmesser max. 0,06 mm, Länge: 0,3 mm. (vgl. WIRTZ 1945 p.46)

Semionotus sp. vgl. DEELKE (1889)¹⁵⁾

Vollständiges Exemplar mit leichten Verwitterungsschäden und partieller Vivianit-Bildung. (Hochducan Nord, Fig. 122) Zwei Individuen in guter Erhaltung, leider ohne Schädel aus der Zügen (Fig.123) .

Arthropoda:

Estheria sp. ?

Im Bachaufschluss im Ducantal (784'550/175'160/2100) kommen verschiedene kleine Abdrücke von doppelklappig erhaltenen geöffneten Schalen vor. Sie sind an neritische Kalke (Grain- Wackestone) gebunden und vollständig rekristallisiert.

Das Alter der Prosanto-Fm.

Aus der mittleren Prosanto-Fm. im Stulsertal konnte dank freundlicher Mithilfe von E.OTT (München) *Physoporella lepotheca* KOCHANSKY bestimmt werden. Nach Mitteilung von E.OTT ist diese in die Avisianus-Zone (oberstes Anis) zu stellen. GAETANI et al. (1981) beschreiben die Form auch aus dem südalpinen Latemar-Kalk, welcher grösstenteils im Ladin liegt. Die Foraminiferenfunde entsprechen nach mündlicher Mitteilung von L.ZANINETTI am ehesten Formen aus dem oberen Anis. Aus den oberen Vallatscha-Dolomiten unterhalb der Alp Nova (Landwassertal, Niveau, welches den oberen Prosanto-Schichten entspricht) deuten mehrere Foraminiferen auf oberes Anis hin (mündliche Mitteilung von L.ZANINETTI, Genf).

Die Mikrofaziestypen der Prosanto-Fm.

A) Sparite:

1) OG: Oopelsparit (Grainstone) (m)
2) BG: Coated grain-Biosparit (Grainstone) (m)

B) Mikrite

1) M: Mikrite (Mudstones) (h)
2) PM: Ostracoden-Pelmikrit (Mudstone) (h)
3) BM: a) Gastropoden-Pelmikrit (Wackestone) (m)
b) Dasycladaceen-Intramikrit (Wackestone) (m)

C) Typen mit spezieller Textur

1) ML: Muddrape-Laminit (Mud- Wackestone) (h)
2) AL: Biolithit (Algenlaminite) (Wackestone) (s)
3) C: Weichkonglomerate (Mud- Wackestone) (g)

(h: häufig, m: mässig oft vertreten, g: gelegentlich, s: selten)

A) Sparite

1) Oopelssparit (OG)

In losem Verband liegen die Körner in sparitischem Zement.

Zu 70% sind die Komponenten korngestützt. Ihre Durchmesser variieren zwischen 0,15 und 0,6 mm. Mikritische Lumps und gerundete Interklasten, welche nur selten parallele Lagen oder konzentrischen Aufbau zeigen, überwiegen (Stuls PP, P2).

Oft sind diese Komponenten radialstrahlig umkrustet. Die einzelnen Kristallite sind nicht mehr erkennbar, hingegen liegen die Korngrenzen des überprägenden Rekristallisationsgefüges meist radial.

10-15% der Komponenten sind mehrfach umkrustet. Eine Hämatit-bestäubte oder etwas tonreichere Lage begrenzt die Kristallitsäume gegenseitig.

¹⁵⁾ Leider ist aber das Typusmaterial zu *Semionotus altolepis* DEELKE (1889) aus dem Muschelkalk von Perledo verloren gegangen.

Nur 5% der Körner sind anfänglich schlecht gerundet. Meist handelt es sich um Schalenfragmente, welche primär durch mikritische Krustenanlagerung eine gute Rundung erreichen; sekundär dann mit prismatischen Zementen umgeben werden.

Oft sind drei und mehr Komponenten von bis zu 1,5 mm Grösse verschweisst. Eine erste Mikritrinde umgibt jedes Korn einzeln. Weitere Zemente und Mikritkrusten fassen ganze Trauben ein, die sich der starken Rekristallisation wegen von "encrusted lumps" unterscheiden lassen.

Stuls PP: Neben den Krusten mit Blockzement sind mikritische, ummantelte Körner mit rekristallisiertem Kern häufig (15% des Gesteins ausmachend).

Der Crinoidenschutt (20%) wurde bereits vor der mikritischen Umkrustung durch eine hämatitische Imprägnation verfärbt und mit Lösungsbuchten versehen.

2) Coated-grain Biosparit

Im Gegensatz zu (1) sind hier eigentliche radialstrahlige Krustenzemente, welche ein Korn vollständig umgeben, selten.

Die Crinoidenbruchstücke und wenigen Foraminiferen (*Nodosaria* sp.), sowie "Grapes" von kleineren mikritischen Peloiden sind durch dunkle, dünne Krusten eingefasst. Die seltenen Lamellibranchiatenschalen sind teils stark, teils überhaupt nicht mikritisch umkrustet. Die meisten Komponenten (45%) lassen, da es sich um mikritische Peloide handelt, keine Umkrustung erkennen (Am22, PRO5, PP', V5).

Eigentliche algal lumps machen max. 15% des Gesteins aus. Ihr Innenaufbau ist ein schlecht sortiertes Komponentengefüge von hoher Porosität (max. 50%, Durchmesser: 1.5-6 mm). Die wenigen erhaltenen Brachiopoden (Terebratulidae) und Gastropoden weisen interne Geopetalgefüge auf. Vereinzelt wurden phosphatische Reste beobachtet (Fischschuppen), häufiger die porösen Reste von Dasycladaceen oder die prismatische Wandstruktur von Serpuliden in Rohrfragmenten.

(Die Lithologie WC63 kommt als Komponente max. zu 10% vor.)

B) Mudstones:

1) M: Mikrite bis Mikrosparite (Mudstone)

Selten enthält die homogene feinkörnige Lithologie kleine Ostracodenschalen. Hauptsächlich Quarz (durchschnittlich 0,01 mm) und vereinzelt Muskovitfetzchen machen den terrigenen Anteil aus. Die Dolomitekristallite der Matrix mögen gelegentlich idiomorph ausgebildet sein, haben aber im allgemeinen suturierte Kornkontakte. Die an terrigenem Detritus armen Mikrite kommen hauptsächlich in der östlichen Landwasserkette vor (H24).

2) PM: Ostracoden-Pelmikrite (Wackestone bis Mudstone)

Ostracoden, welche meist dolomitisch rekristallisiert sind, bringen durch ihre sedimentäre Einregelung eine fluidale Textur schön zum Ausdruck (max. 0,4 mm Durchmesser). Meist sind die Schalen mikritisiert und anschliessend von unterschiedlich gut erhaltenem Blockzement umfasst. Ist ein Schalenpaar erhalten, wird der Innenraum oft durch Dolomitsparit ausgekleidet. Seltener sind radialstrahlige Chalcedon-Innenzemente.

Peloide, meist < 0,06 mm, sind in mikrosparitischem Dolomitzement gebunden (U56b, JB56, WC, F17, H24, V1).

Die Begrenzung der Kleinpeloide ist oft unklar, was nicht nur der Rekristallisation, sondern auch ihrer wenig robusten Konsistenz zuzuschreiben ist. Kristallisiert hingegen ein dolomitischer Mikrosparit, so sind die einzelnen Peloide deutlich korngestützt eingelagert.

Nesterweise erreichen sie 0,1 mm Durchmesser (A27).

Gastropodenfragmente, Lamellibranchiaten-Bruchstücke (max. 1mm) sowie Calcisphaeren und Spiculae von Kieselschwämmen lockern in diffus begrenzten Lagen (Wackestone) die extrem feinkörnige Lithologie auf (WC63).

Neben Ostracoden (leichte Medianfurche zeigend), treten Foraminiferen (Nodosariden) auf.

Die Lithologie PM kommt als Matrix der Mudpebbles-Typen sowie in Lagen, worin auch Dasycladaceen oder Gastropoden eingebettet sind, häufig vor (cf. auch PRBM).

3) BM : Biomikrite

a) Gastropoden-Pelmikrite (Wackestone bis Mudstone)

Die schwer bestimmbareren Gastropoden ("*Turritella*" sp. "*Natica*" sp.) sind mittel-bis hochkonisch. Im Inneren sind oft in Geopetalgefügen Sedimentreste erhalten geblieben. Dabei handelt es sich meist um einen Typ PRM oder PRPM, welcher im Vergleich zur Umgebungsmatrix weniger pigmentiert ist. Die einzelnen Schalen sind zusammengeschwemmt. Oft liegen sie zusammen mit Foraminiferen und Ostracoden, welche anstelle von Internsedimenten radialstrahlige Kristallitsäume aufweisen (Pro39). Einzelne Kotpillen erreichen Grössen bis zu 0,1 mm und sind nesterweise im Sparzement gebunden.

b) Dasycladaceen-Intramikrite

Eingelagert im Typ PM oder BM A) sind Reste von Grünalgenhüllen. Selten liegen die Bruchstücke gradiert oder in Lagen. Meist scheinen sie willkürlich verteilt zu sein. Die ganz gebliebenen Rohrstücklein der Dasycladaceen sind mit feinkörnigem, homogenem Mikrit verfüllt (M). Muschelschalen schirmen unter sich gröbere Lagen von Bio-Pelmikrosparen ab.

Die höher energetische Phase entspricht der grobsten Fraktion von BM, zu welcher sich auch mikritische Intraklasten gesellen. Die Dasycladaceen-Bruchstücke sind grob-dolomitisch rekristallisiert (bis 3% Apatit) oder vollständig gelöst und ihre Poren durch einen A-Zement ausgekleidet.

Terrigener Detritus macht weniger als 0,5% , karbonatischer um 2% aus.

C) Typen mit spezieller Textur

1) ML: Muddrape-Laminite

Die Laminiae bestehen aus kaum erkennbaren Korngrössenvariationen, verbunden mit zu- und abnehmendem Anteil einer Tonfraktion. Diese ist nicht weiter bestimmbar und nirgends mit grösserem Anteil als mit 2% vertreten. Selten sind in diesen Lagen kleine Rhomboeder von Dolomit zusammengeschwemmt (vgl. SCLM); vielmehr handelt es sich um mikritischen Schlick, der periodisch durch Ton gefärbt wird. Die extrem feinen und konstant durchs Gestein verfolgbaren Lagen von Mikritlaminiae weisen kaum je Diskordanzen auf.

Einzelne Lagen von Kleinpeloiden (0,05 mm) vermischt mit Calcisphaeren und Ostracodenschalen, ersetzen die reinen Mikrite. Im Gegensatz zu diesen Lagen wird durch Ostracoden-Foraminiferen-Schlickbänke, in welchen die Ostracoden beidschalig erhalten sind, der Rhythmus der Feinlaminiae unterbrochen (N9).

Meist liegen 20-40 Laminiae innerhalb eines cm.

2) AL: Algenlaminite (Wackestone)

Zwischen durchziehenden Lagen von "muddrapes" sind verbogene und oft unterbrochene tonhaltige Krusten von dünnen mikritischen Dolomiten eingeschaltet. Von stylolithähnlichen Tonhäuten weg wachsen Rosetten von Chalcedon. Zwischen Mikritlagen können sekundär gefüllte Dolomitsparite bis 5% Apatit führen. Anreicherungen von "Klein-Peloiden" (Durchmesser: 0,03 mm) treten lagenweise in Mikrosparen auf.

Feinkörnige "flatpebble conglomerates" und "contorted beddings" charakterisieren die heterogenen stromatolithischen Laminiae. Im allgemeinen sind solche biogen gekräuselten Strukturen früher konsolidiert worden und somit in Komponenten enthalten, welche in einer strömungslaminierten Matrix resedimentiert werden (Sp 352, VT 278, JBP, JB2", C 4081). Neben Pyrit-vererzten Ostracodenschalen sind inkohlte Reste von Pflanzenmaterial an ihrer Gewebestruktur erkennbar.

3) C: "Soft Conglomerates"

Die Lagen aufgearbeiteter mudpebbles werden selten mächtiger als wenige cm. Gerundete, geradlinig begrenzte Lithoklasten, welche leicht verbogen sind, überwiegen in den im allgemeinen gut sortierten Lagen. Scharfkantig begrenzte Komponenten mit Ecken sind selten. Die Matrix solcher Lagen ist partiell mikritisch und bildet mit vereinzelt Flatpebbles einen Floatstone. Als Komponenten treten die oben beschriebenen Typen der Prosanto-Fm. sowie homogene Dolomitmikrospatite auf. Darin liegen horizontal idiomorphe Dolomithomboeder.

Gelegentlich lösen sich Bänke seitlich auf. Die entstehenden Lithoklasten sind "subangular" und bei gutem Fitting meist schlecht sortiert im Wackestone eingelagert (Zü 95, PR 2, JB2, N 11, JB 56, F 17).

Diskussion

a) Die Mikrite (B1) und Intrapelmikrite (B2) machen den grössten Teil der Prosanto-Schichten aus. Sie zeigen selten Diskordanzen oder Gradierungen an, enthalten aber z.T. Weichkonglomerate von ebenfalls mikritischer Kornfraktion. Einzelne Lagen enthalten mehr Ostracoden, Muskovit und Quarz.

Das ruhige Bodenwasser wurde selten umgewälzt. Strömungen waren in der höheren Wassersäule wirksam und brachten gelegentlich feinen Detritus heran, gelegentlich Bruchstücke von Gastropoden und Dasycladaceen (B3).

b) Die seltener auftretenden Grainstonelagen (A1) enthalten Ooide und mikritisch umkrustete div. Komponenten ("coated intraclasts"). Sie sind in der Ducankette hauptsächlich im unteren Profilabschnitt vertreten, in Jenisberg und an der Amsel flue sind sie häufiger und kommen über die ganzen Prosanto-Schichten vor. Diese Grainstones scheinen an den Rändern des Prosanto-Beckens konzentrierter aufzutreten als im "Innern".

c) Zur Interpretation der feinen Laminae müssen verschiedene Modelle herangezogen werden.

1) Stromatolithische Lagen (Mikrobenmatten):

Der Vergleich mit "Algenmatten" in Südtunesien zeigt, dass in der Regel durch Blaualgen gewachsene Lagen weniger konstant sind. Dennoch entstehen im höheren Intertidal Schlick-fangende Algenteppe, welche von sulfatreduzierenden Bakterienlagen unterlagert sind. Periodische Überflutung dieser Algenmatten führt zur Ablagerung von feindetritischem Material, welches durch die feinfädige Struktur der Teppiche gefangen wird.

Ein direkter Vergleich mit den ausgedehnten Flachmeeren der triadischen Tethys ist an diesem Beispiel nicht möglich, setzt sich doch der Detritus im Falle von Südtunesien aus ganz verschiedenen beachrock-Komponenten sowie aus terrigenem Detritus aus dem Hinterland zusammen. Die Liefergebiete sahen in der Mitteltrias ganz anders aus, und eigentliche Lithoklasten, wie sie durch Algenfäden gefangen werden, sind höchstens in Tempestiten zu erwarten.

2) Durch Gezeiten beeinflusste Sedimentation: (C1)

In sog. "slack-water"-Perioden während Flut und Ebbe setzen Strömungen oft ganz aus.

Es kommt kurzfristig zur Sedimentation feiner Komponenten.

Da entweder Flut oder Ebbe dominant ist, treten "double-mud-drapes" auf. Nipp- und Springtiden werden im allgemeinen durch mächtigere bzw. geringere Sedimentation zwischen solchen double-mud-drapes periodisch beobachtet.

Zählungen an den mud-drapes in den Prosantoschichten ergaben an vier verschiedenen Lokalitäten acht Zyklen von 28 - 35 Tagen. Auch eigentliche double-mud-drapes treten recht häufig auf.

Wir sehen das "Prosanto-Becken" nicht im direkten Gezeiteneinfluss. Andere Argumente (vgl. Fossilien aus den Prosanto-Schichten, Fig. 122-126) sprechen dafür, dass wir es mit einer ausgeprägten Wasserschichtung zu tun haben. Im bewegten Oberflächenwasser konnte durch die Ebbe-Flut-Wasserstandsschwankungen periodisch eine Tonfraktion eingeschwemmt werden.

3) Tritt in der euphotischen Zone der H_2S -Spiegel aus dem Sediment ins Bodenwasser, so kommt es zu einem Massensterben des Benthos. (BERRY & WILDE 1978). Durch Fluktuationen des O_2/H_2S -Spiegels können in "Schwarz-Schiefern" Laminationen entstehen ohne dass das Milieu gänzlich anoxisch sein muss. (AIGNER 1980, KAUFFMAN 1978) (vgl. C2).

SEDIMENTÄRE und DIAGENETISCHE STRUKTUREN: (Einige Beobachtungen)

3.1. Die Brekzien

Bereits EUGSTER, (1923 p. 32, 51) und LEUPOLD (1922) erwähnten, dass praktisch jedes Niveau der karbonatischen Mitteltrias im Landwassertal Brekzien führen kann. Oft sind damit Weissspat-Brekzien gemeint, seltener Brekzien mit Dolomit-Grundmasse (Packstone-Floatstone). Eigentliche sedimentäre Brekzien, wie sie etwa entlang jurassischer Extensionsbrüche beobachtet werden (scarp breccias), fehlen in der Mitteltrias. Dagegen sind diagenetisch gebildete Intern-Brekzien häufig und in verschiedenen Ausbildungen zu beobachten.

3.1.1. Die Tiaun-Brekzien:

Die typische Ausbildung der Brekzienassoziation, welche in der Literatur über Mittelbünden "Mittelladin-Brekzie" genannt wurde, findet sich am Tiaun-Südgrat.

Synonyma: Weissspat-Brekzien, "Mittelladin-Brekzien" nach EUGSTER 1923, LEUPOLD 1920, BRAUCHLI 1921.

Der Ausdruck "Mittelladin" ist hier fehl am Platz (vgl. Synonyma, Kap. Vallatscha-Fm.)

Wir verwenden deshalb den Namen Tiaun-Brekzie für alle früher mit "Mittelladin-Brekzie" angesprochenen Lithologien, mit Ausnahme der Pseudo-Brekzien, welche ohnehin am Tiaun nicht anstehen und im Kap. Dolomitisation (3.2.3.) beschrieben werden.

3.1.1.1 Die Lösungs- und Kollapsbrekzie

Es handelt sich meistens um schichtgebundene Körper, die sich an mächtiger gebankte Serien halten. In den feingebankten Partien geht mit der Brekzierung ein Stadium der "Zebradolomit"-Bildung einher. Solche gestreifte Lagen können durch schichtnormalen Kristallisationsdruck zustande kommen. Oft stellen sie ein Übergangsglied im Brekzierungsprozess dar (Fig. 6d: S22).

Häufig ist nesterweises Auftreten. Die Komponenten stammen aus den unter- und überliegenden Schichten und sind teils eckig, teils gerundet.

1) Tiaun-Südgrat:

Etwas oberhalb Martrüel (770'000/771'550/2315) zeigen die S-charl-Kalke schichtparalleles Zerbrechen in eckige Komponenten von dezimeterlangen Kanten. Das Gestein wird hier, blickt man auf die Schichtfläche, in unklar begrenzten Zonen von mehreren Metern Breite in Komponentenschwärme aufgelöst. Solche Zonen scheinen ein konjugiertes System zu bilden.

Dolomitischer Weissspat-Zement verfüllt die Spalten zwischen den Komponenten. In den Randzonen der Brekzie können diese zurückgefügt und die so bestimmbare Extension auf nur wenige % festgelegt werden.

Komponenten:

Die Brekzie tritt meist schichtgebunden auf. Es kommt so nicht zur Durchmischung der verschiedenen Lithologien. Nördlich Martrüel sind ausschliesslich S-charl-Schichten beteiligt. Am Tiaun-Südgrat umfasst der Brekzienkörper diverse Varietäten der Vallatscha-Fm. Laminite sind oft dunkler gefärbt, homogene feinkörnige Dolomite etwas heller.

Diese hellen, feinkörnigen Dolomite bilden auf dem Amselboden (Punkt 2449) einen bis zu 10m mächtigen schichtgebundenen Brekzienkörper. Über die Verhältnisse der Komponentengrösse in Bezug zur Mächtigkeit der Schicht, aus welcher sie stammen, kann nur in wenigen Fällen eine Aussage gemacht werden. Sind "teepee" Strukturen vorhanden oder Polygone aufgeschlossen, so sind Komponenten durch die Kontraktion infolge einer Austrocknung bereits vorgezeichnet.

Im allgemeinen Fall sind die Komponenten feiner, falls Mikrobenmatten vorhanden sind; sie bilden isometrischere Formen im Falle homogener Mikritbänke. Auffälligstes Merkmal der

Tiaun-Brekzie sind ihre eckigen Komponenten. Rundungsgrade nach TAYLOR & PETIT JOHN (1954) sind $< 1,5$.

"Fitting":

Oft sind die angewitterten Brekzienbänke durch ein ausgeprägtes Dreieck- und Rechteckmuster gekennzeichnet. Im Randbereich der Brekzienkörper sind sedimentäre Strukturen der Komponenten direkt in die gesunde Bank verfolgbar.

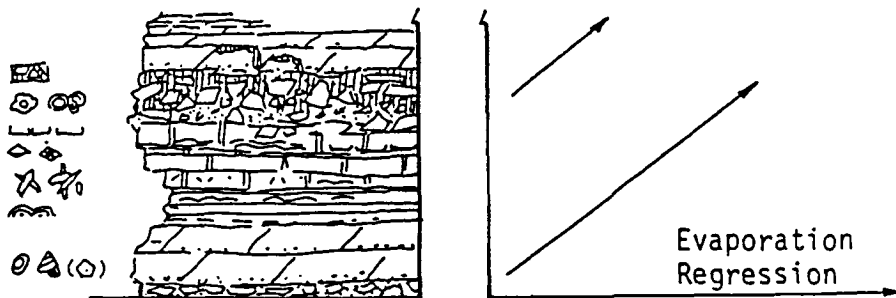
So sind z.B. am Punkt (771'350/176'900/2475) am Tiaun die Schollen einer dunklen Bank von ca. 40 cm Mächtigkeit, welche sich von NW her in der Brekzie auflöst, noch über mehrere Zehner von Metern zu verfolgen. Im Kleinbereich sind die Komponenten aufgelöster Bänklein oft gegeneinander verdreht und versetzt. Das auf den ersten Blick chaotische Bild lässt sich aber oftmals recht einfach zurückfügen. Dabei ergibt sich ein Volumengewinn von bis zu 45%, welcher auf die Weisspatfüllung entfällt.

Im Schmittentobel (173'850/770'720/1350) kommen in der Weisspatmatrix drei Fraktionen von Komponentengrößen vor, welche sich je um ca. 2 Zehnerpotenzen unterscheiden. Dabei füllt die nächst kleinere Fraktion jeweils gravitativ von oben den entstandenen Freiraum der vorigen Generation von Komponenten. In der Anwitterungsfläche sind selten Komponenten-Berührungspunkte zu beobachten. Wir vermuten, dass dafür ein Schnitteffekt verantwortlich gemacht werden muss.

Fig. 57: Lösungsbrekzie
Schichtparallele Brekzienvorkommen infolge der Lösung vom Sulfat



Zyklische Sedimentation:



- Phasen:
- 1) Sulfatkristalle wachsen in weichem Sediment während einer regressiven Phase.
 - 2) Die Überflutung bringt normalmarines Wasser, Sulfatkristalle löst.
 - 3) Die hangenden Schichten brechen nesterweise in Komponenten auf und verfüllen die Hohlräume.
 - 4) Mehrphasige Zementation von Weisspat im Restvolumen (Dolomit, Quarz).

Andernorts (Drosbach, Jenisberg) zeigen Serienschnitte durch Handstücke, dass ein erster Weisspat-Zementsaum die Komponenten vollständig umgibt und kein Komponenten-Kontakt mehr besteht (Fig.58). Oft sind Gradierungen kleinerer Komponenten besonders schön über grösseren Komponenten zu sehen .

Dolomitischer Zement:

Der "Weisspat" umgibt in mehreren Phasen die Komponenten konzentrisch und ist heute ausnahmslos dolomitisch erhalten. Als früheste Anlagerung an die Komponenten wird in der Plattenfluh, am Hochducan, im Schmittentobel und in der Bachrunse vis-a-vis der Bärentaleralp sowie im Grossbachtobel bei Jenisberg eine feine, leicht rosa oder braun gefärbte Zementationsphase beobachtet. Die Anlagerung an die Kristallite der arenitischen Grundmasse erfolgt praktisch nahtlos und ist im Mikroskop nicht so gut ersichtlich wie im angewitterten Handstück. Die grossen Kristallite sind von einem feinen Hämatitfilm umgeben, welcher die Phase leicht rosa färbt.

Quarz-Zement:

Oft tritt als späte Phase eine Verkieselung auf. Am Tiaun-Südgrat und bei Martrüel (177'000/771'550/2315) wachsen so in den freistehenden Zwickeln der Dolomitsparitphase idiomorphe Quarzkristalle mit schön ausgebildeten Prismen- und Rhomboeder-Flächen. Normalerweise umkrustet die Quarzphase mit feinen, nadeligen Quarzingeokrösen die blumenkohlartigen Weisspatnester, die Pseudomorphosen nach Anhydrit. (hinteres Ducantal (783'300/173'850/2310) Bärental-N (776'020/180'900/2445) , Tiaun (771'400/176'800/2390) und Jenisberg (173'250/774'650/1635)

Interpretation und Modell zur Kollaps-Brekzie:

1. Die vertretenen Lithologien am Tiaun (S-charl-Kalke, Landwasser-Dolomite und Vallatscha-Dolomite) sprechen für flachmarine Verhältnisse.

Algenmatten und Bakterienrasen fingen, wo sie nicht durch Gastropoden abgeweidet wurden, im höhern Intertidal den feinen Schlick und banden das Sediment, eine frühe Diagenese begünstigend, derweil auf Schlickbänken mit Bioturbation durch den Wellenschlag Arenite länger bewegt wurden. Die Pseudomorphosen deuten auf erhöhte Konzentration und Zirkulation im Porenwasser hin, welches durch die unverfestigten Arenitkörner aus den offeneren Bereichen den geschlossenen Lagunen zuströmte. Eigentliche Gipskörner entstanden im mikritischen Schlick, vor eventuellen meteorischen Einflüssen durch Algenteppeiche geschützt. Gelegentlich wurden sie in regressivem Regime freigelegt und erodiert. In der nahegelegenen Lagune zeugen von solchem Vorkommen nur noch Pseudomorphosen nach Gipskristallen, welche in gradierten Lagen zusammengeschwemmt wurden.

2. Die schichtparallelen Körper, deren eckige Komponenten ein gutes Fitting aufweisen und selten Extraklasten beinhalten, scheinen unter Expansion aus Laminiten und Schlickbänken zerbrochen zu sein. Das dafür geschaffene Volumen muss in unmittelbarer Nähe unter Lösung entstanden sein, da kaum mit Transport gerechnet werden kann.

Die verfüllten Pseudomorphosen nach Anhydriten zeigen Gradierungen, und in einem Fall (am Tiaun) können die Komponenten bezüglich der Schichtung einer höher gelegenen, z.T. intakten Bank zugeordnet werden. Die Gravitation ist massgebende mechanische Kraft im Brekziierungsprozess.

3. Die zyklische Sedimentation lässt auf eine periodische Trockenlegung schliessen, während der vermehrt Sulfatfällung im Sediment wirksam wurde.

4. Die Voraussetzung für die Lösung der entstandenen Sulfate sind zirkulierende Wässer, die entsprechend untersättigt sind.

Mehrere Möglichkeiten bieten sich an:

a) Die offene "Lagune" speist über eine Sandbarre die geschlossene Sabkha-Lagunen-Landschaft oder Birrada mit "marinerem" Wasser, wobei die Wässer durch einen

Teppich von starker Algenaktivität gefiltert werden. Dadurch kann eine Fraktionierung der Kohlenstoffisotopen stattfinden (vgl. Kap. Isotopen).

b) Die trockengelegte Sabkah wird durch gelegentliche Regengüsse ausgesüsst. Die Lösung der Sulfat-Kristalle erfolgt in den Schlickbänken, wo keine genügende Abschirmung durch mikritische Mikrobenmatten gewährleistet wird.

c) Marine Überflutungen im Verlaufe der transgressiven Phasen bringen normalmarine Wasser über die Zonen vorhergehender Sulfatfällung. Normalmarines Porenwasser löst die Sulfatlager. Die gleichzeitig wirksame höhere Sedimentation belastet den Untergrund. Es kommt zum Einbrechen der wassergefüllten Lösungsräume und partiell zum Eingleiten von unverfestigtem Sediment.

5. Die Konzentration des Porenwassers und Zementation zu Weisspat erfolgt am ehesten in einer der späteren regressiven Phasen, wie sie in den überliegenden Zyklen dokumentiert sind.

FULLER & PORTER (1969) zeigen anhand von Vergleichen zwischen der devonischen Flachwasserfazies in evaporitischem Milieu und rezenten Untersuchungen in Abu Dhabi (McKENZIE et al. 1982), dass Strukturen, die durch die Anhydrit-Bildung geschaffen wurden, oft gut erhalten sind.

In der oberdevonischen Stettler-Fm. (Olds Gasfield, Alberta) sind neben birdseyes-Dolomiten gebänderte Algenlaminite und sedimentäre Feinbrekzien als Matrix zwischen knolligen Anhydriten oder unregelmässigen Lagen von Anhydrit nicht selten.

Stromatolithen mit unregelmässigen Wachstumsformen weisen helle dolomikritische Zementation, die lagunären Füllungen zwischen denselben, reich an organischem Material, einen dunkleren Farbton auf.

In den Bodensedimenten des Winnipeg-Salzbeckens (im Mittleren Devon von Saskatchewan) können Kalklaminite in die Bildungsbereiche der Anhydrite hinein verfolgt werden. Dort werden die Laminationen durch die Kristallisation des Anhydrites zunehmend gestört.

3.1.1.2. "Thixotropiebrekzie" (Tiaunbrekzie s.s.):

("Gleitbrekzie" nach BRAUCHLI, 1921)

Im oberen Teil der erwähnten Aufschlüsse ob Martrüel, am Tiaun- und Guggernell-Grat und am Gletscher-Ducan nimmt eine dolomitische Matrix an der Brekzierung teil. Die oft helleren Komponenten schwimmen dann in dieser Matrix, die Durchmischung ist, wie im Falle mit Weisspat-Matrix, unterschiedlich. Auffällig ist die leichte Rundung und Kantenbrechung der Komponenten, falls sie im Dolomitschlick eingebettet sind. Dieser zeigt gelegentlich arenitische Einschaltungen und Laminite neben Gradierungen und Geopetalgefügen. Vermehrt sind im Zusammenhang mit Matrixeinbezug auch feinlaminierter dunklere Komponenten vertreten.

Ob der Alp Ramoz, am Guggernell-Grat, ist ein grosser Teil der Vallatscha-Fm. brekziiert. Das Komponentenspektrum umfasst zu allen in der Vallatscha-Fm. beobachteten Lithologien zusätzlich in "slumps" einbezogene Chertknollen und schwarze Silexkomponenten, welche die Füllung von Kluftspalten nachzeichnen. (Fig. 60)

Gründe dafür sind geringere Konsolidation (beschränktes Algenwachstum, Verhinderung von Primärzement-Bildung, schlechte Inkrustierung) oder erhöhte Wasserenergie.

Interpretation der "Thixotropiebrekzie":

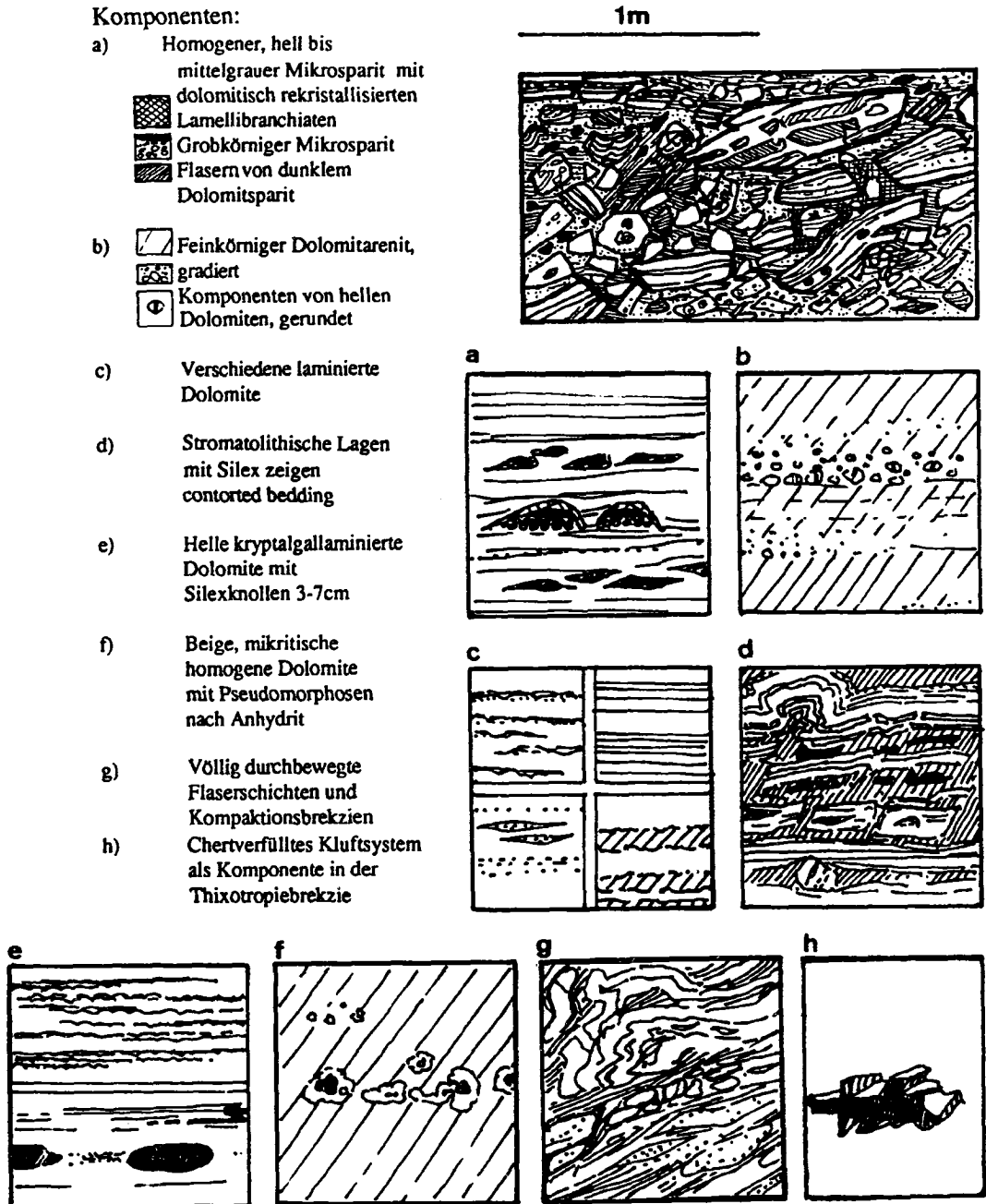
Die Mächtigkeitsvariationen in der Vallatscha-Fm. (namentlich zwischen Rothornauflage, Zügen und Ducan) bekräftigen die Vorstellung von einer stark gegliederten Lagunenlandschaft mit unterschiedlicher Subsidenz.

An der Sedimentoberfläche wirkt sich diese an diskreten Stufen aus (Prosanto-Becken). Im Untergrund können dabei die partiell verfestigten Sedimente brekziiert werden. Grosse Sturmereignisse mögen nahe der Sedimentoberfläche die wenig konsolidierten Lagen

erschüttern und durcheinander bringen.

Die meisten dieser Brekzien scheinen sich aber durch den Viskositätskontrast im geschichteten wasserhaltigen Sediment bei zunehmender Überlagerung zu bilden.

Fig. 58. Die Zusammensetzung der Tiaunbrekzie:



3.1.2. Karstbrekzie (?):

Am Mittaghorn (Ducan) ist es nicht sicher, ob die Komponenten ebenfalls diesen ersten Kristallitsaum tragen und einseitig erodiert sind, oder ob einzelne Komponenten einer solchen Sedimentschicht in leicht bräunlichbeiger Farbe ursprünglich auflagen, unter welcher sich später Sulfate lösten. Ebenfalls nicht ausgeschlossen ist die frühe Bildung eines Bodensatzes in Hohlräumen, welcher bei der späteren Auflösung an Komponenten gelegentlich einseitig anhaftet. Einzelne kleinere Komponenten enthalten bis zu 20% Ton.

Interpretation:

Dieses lokale Phänomen, welches mit Pseudomorphosen nach Anhydritknollen in den oberen S-charlkalk-Bänken korreliert werden kann, erinnert an Ton-verfüllte Taschen in der Oberen S-charl-Fm. am Schlinigpass (STUTZ 1982). Wir können hier eine flachgründige, kurzfristige Verkarstung nicht direkt nachweisen, vermuten aber in den Tonen Relikte von Residualböden.

3.2. Pseudomorphosen nach Anhydrit, Gips und Coelestin

Nach Grösse und Form (Knollen, Garben, Zwillinge, Einkristalle) und wenn möglich deren Kristallklasse, werden drei Typen von Pseudomorphosen unterschieden:

1. Oberhalb Punkt (176'850/771'400/2430) am Tiaun-Grat, sind in Folgen von durchschnittlich 10 cm mehrere Niveaus von Pseudomorphosen nach Anhydritknollen erhalten. Sie treten schichtgebunden nur in relativ reinen, unstrukturierten Dolomiten auf und fehlen in unmittelbarer Nähe von Mikrobenmatten.

Diese Pseudomorphosen können in ihrer blumenkohlartigen Form (Einzeldurchmesser von 3 cm, Aggregatgrößen bis zu 20 x 50 cm) mit den Anhydritknollen, wie sie im Schlick der Playa von Abu Dhabi wachsen, verglichen werden (mündliche Mitteilung H. Weissert und J. McKenzie). (Typen "bedded nodular" und "bedded nodular mosaic" nach FULLER & PORTER 1969, p. 193).

2. Eine weitere Art von Pseudomorphosen nach Sulfat sind dispers verteilte stengelige Dolomitkristallisationen. Die einzelnen stengelig bis spiessigen "Einkristalle" sind rhomboidisch und meist schön idiomorph gestaltet. Die 0,5 x 3-6 mm grossen Individuen treten oft gepaart zu Schwalbenschwänzen oder als Penetrationszwillinge unter 55-60° auf. Die Querschnittflächen zeigen Rhomboeder mit Winkeln zwischen 60° und 72° (Schnittlage !). Schwalbenschwanzzwillinge sind bei Coelestin nicht bekannt

3. Nesterweise treten feine Nadelchen von Pseudomorphosen nach Gips (ev. Coelestin) in mikrosparitischen Dolomiten auf. Die Pseudomorphosen messen max 0,5 x 0,5 x 3 mm, ihre Dichte beträgt 30-70 Kristalle pro cm². Die Kristallformen zeigen hier ebenfalls langgezogene Prismen mit rhombischem Querschnitt, abgeschlossen von Domas unter 70-85°.

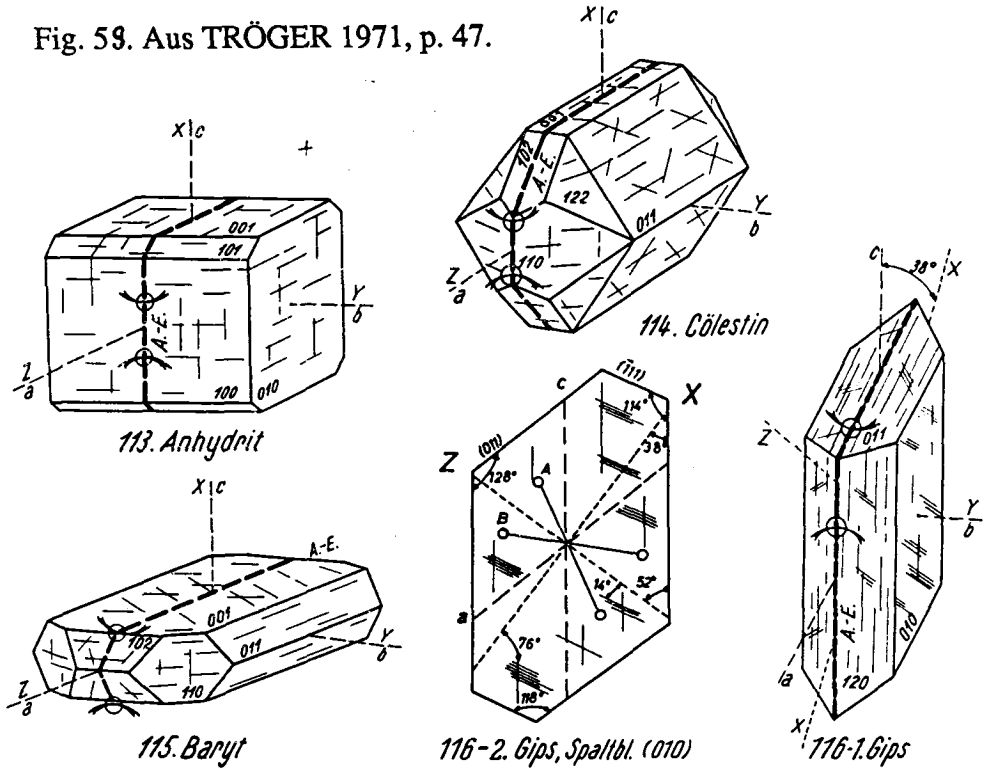
Dazu kommen vermehrt spitzwinklige, rhomboederförmige Querschnittflächen vor (MURRAY, 1964). Gegen Gips spricht die häufig rhombische Querschnittfläche, welche nur unter raschem Wachstum der (010) Fläche zu erklären ist. Coelestin würde eher solche Querschnitte liefern als Gips.

Übersteigt das Volumen blumenkohlartiger Anhydrit-Pseudomorphosen 1000 cm³, so bricht das überliegende Sediment ein (Fig.57). Die Brekzierung kann im Falle der Pseudomorphosen am Tiaun (Fig.57) nur im Bereiche weniger Dezimeter beobachtet werden.

Die Mikrobenmatten werden bei der Lösung der Pseudomorphosen nicht zum Einsturz gebracht. Sie verhalten sich leicht plastisch. Zwischen den häufig vertretenen LLH-Stromatolithen (ohne loferitische Gefüge) liegen sehr fein gekräuselte (r = 0,2mm) Laminite (Faziestypen VA AL und VA M). Sämtliche Pseudomorphosen und alle

auf tretenden Zemente, mit Ausnahme des idiomorphen Quarzes, sind dolomitisch erhalten. Eine starke Rekristallisation überprägt die feineren Primärgefüge und zerstört mit dem Wachstum von grossen Dolomithomboedern (bis zu 0,3 mm Kantenlänge) die Mikrobenfilamente und feinen Strömungsgradierungen sowie Diskordanzen. Feinkörnige dolomitische Bänke oder Mikrobenmatten (algal Mudstones) und massigere Bänke mit wenigen Gastropodenschillen (Packstones, Grainstones) scheinen zyklisch aufzutreten.

Fig. 59. Aus TRÖGER 1971, p. 47.



3.3. Dolomitisation:

Es können vier genetisch unterschiedliche Dolomitisationsphasen auseinandergehalten werden. Im Feld helfen die folgende Kriterien die einzelnen Phasen zu charakterisieren und sie gegenseitig abzugrenzen:

- A) Räumliche Ausdehnung und Form des dolomitierten Körpers.
- B) Begrenzungszone und Art der Dolomitisationsfront.
- C) Kristallitgröße und Form.
- D) Assoziierte Mineralphasen.

Untergeordnet spielen die Intensität der Dolomitisierung und die Färbung eine Rolle.

Beispiele:

3.3.1. Frühdiaogenetische Dolomitisation in Mud- und Wackestones:

A) An der S-charl-Basis sind mikritische Mud- und Wackestones, loferitische Schlickbänke und gut geschichtete, tonreich Algenlaminiten dolomitiert (sog. "blonde" S-charl-Dolomite)(Fig. 63).

Bankweise können diese Lagen, welche manchmal nur wenige cm Mächtigkeit aufweisen, über km verfolgt werden. Die Kristallite (2-15 μ) wachsen auch bis 1m tief unter den hellanwitternden, gelben Bänken in den Kalken entlang von Haarrissen und feinen (initialen) Styloliten.

Die intensive Dolomitisation hält sich an tonreiche Lagen, 20-85% des Kalzites werden ersetzt.

Pseudomorphosen nach "Anhydritknollen" und Gipskristallen sind häufig.

Interpretation:

Als Dolomitisationsmodell könnte hier der Sebka-Bereich bei Abu Dhabi am Persischen Golf herbeigezogen werden. Durch den Verdunstungssog werden die oberflächennahen Porenwässer in einer supratidalen Phase konzentriert und bewegt. Die Fällung von Anhydrit und Gips erhöht lokal das Mg/Ca-Verhältnis, was die Dolomitisierung begünstigt. (HSU & SIEGENTHALER 1969, LAND 1982)

Im evaporitischen Milieu der exponierten Algenmatten und Karbonatschlick-Flächen können Primärdolomite unter Biomatten entstehen. Der Kristallisationsdruck hebt die schlickverkleisterten Matten voneinander ab (FRIEDMANN & SANDERS 1967).

3.3.2 Frühdiaogenetische Dolomitisation im Grainstone:

Der Trochitendolomit ist, mit einer Ausnahme im E der Ducankette, durchgehend dolomitisch rekristallisiert. Wo die Ravais-ch-Rauwacke in Kalke und Dolomite übergeht, finden wir auch in den unterliegenden Bänken den Übergang von Dolomit zu Kalk (Fig. 63).

Ist die Ravais-ch-Rauwacke mächtiger als 10m, so wird auch der oberste Brachiopodenkalk von der Dolomitisation erfasst. In der Val Tisch ist eine Linse im Trochitendolomit in kalkiger Fazies erhalten geblieben (vgl. Interpretation).

Der Trochitendolomit umfasst verschiedene, primär hoch poröse karbonatische Feinsande (vgl. Mikrofaziestypen: TDOG, TDPG). Nur reliktsch sind Kalzite erhalten. Verschiedene Zemente (mikritische Umhüllung, fibröser "rim cement", "blocky rim cement", Hundezahnezemente, "dripstone cement") zeugen von einer mannigfaltigen Diagenese, während welcher sekundäre Hohlräume geschaffen und mit Zement verfüllt wurden. Die Beobachtungen lassen sich nicht immer mit Leichtigkeit von einer späten Dolomitisationsphase im Zusammenhang mit erzhaltigen Lösungen trennen. Die Apatitfällung scheint eine späte Phase der frühdiaogenetischen Dolomitisierung zu sein.

Interpretation:

Zwei die Dolomitisation begünstigende Mechanismen ergänzen sich:

- a) Die exponierte Sandbarre gerät in den Einfluss meteorischer Wässer. Lösung der Aragonitschalen und Fällung verschiedener Zemente im Spray- und Mischwasserbereich

sind die Folge (FOLK & LAND 1973, 1975).

b) Die evaporitischen Verhältnisse in der rückwärtigen Lagune führen zu tieferem Wasserstand und sorgen mit Gefälle und Sog für eine intensive Porenwasserbewegung. Gleichzeitig können Mg^{++} reiche Lösungen die Barre untergründig infiltrieren (ADAMS & RHODES 1960), (Fig. 63).

3.3.3. "Spätdiagenetische", sparitische Dolomitisation:

Dolomitzemente mit groben Weissspatkristallen treten in ganz verschiedenen Formen auf:

1) Hohlraumverfüllungen:

a) In Fenstergefügen ("birds eyes", "keystone vugs") Entgasungsporen (LF-B-I nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) im "mud-wackestone", unter Schalen (Schirmporen-förmig) oder in Geopetalgefügen.

b) Schichtparallel in "sheet-cracks" ("Zebradolomite").

Schichtnormal in "prism-cracks"

Hohlräume zw. Brekzienkomponenten, welche nicht durch Matrix verfüllt werden.

2) Pseudomorphosen nach Sulfatkristallen:

Anhydrit-Knollen

Gips- und Coelestin-Einkristalle (bez. Zwillinge)

3) Schichtparallele Ablösung durch Verdrängungskristallisation vgl. "Zebra-Dolomite" aus dem "Virgloriakalk" ELLENBERGERS (1958).

4) Homogene Rekristallisation massiger Grainstone-Bänke (burial dolomitization).

Pseudo-Brekzie:

Diese Dolomitisationsphänomene wurden auch als "Mittelladin-Brekzien" beschrieben.

Im Niveau der Tiaun-Brekzie sind ichtische Kalke nesterweise dolomitiert. Solche Nester können röhrenförmig zusammenhalten, wie am Westgrat des Valbellahorns, am Wasserfall im hinteren Sertigtal oder 300m NE des Gletscherducen und durchschlagen die Schichtung. Einzelne zuckerkörnig kristallisierte Dolomitlagen der Prosanto-Schichten und die grobkörnigen Dolomite der Vallatscha-Fm. halten sich mehr oder weniger an die Bankung.

Am Mittaghorn (Ducan) konnte beobachtet werden, wie die Dolomitisation vor bereits kalzitisch verheilten Klüftchen abrupt halt macht.

Wasserfall im Sertigtal (784'550/175'820/2030)

(vgl. auch Valbellahorn W-Grat, Drosbach bei Jenisberg (774'700/173'250/1660))

Das Gestein scheint netzförmig aufgelöst in einer Maschenweite von 0,2-7,5 cm. Komponenten bildet das "Muttergestein", meist ein grobkörniger Dolomit oder auch mikrosparitischer Kalk (Fig.96).

Erscheinungsbild:

Die Brekzienkomponenten sind meist diffus begrenzt oder gerundet.

Sie scheinen gegenseitig kaum rotiert zu sein, hingegen sind in Mergelanreicherungen stylolithische Säume zu beobachten, entlang welcher in frühem Zustand eine Lösung stattfand. Die Komponenten sind randlich von feineren Kristallen aufgebaut als im Zentrum. Allgemein sind die Kalke der Komponenten reiner als die Zwischenlagen, welche die Matrix bilden.

Die Komponenten umgeben in einer mergelreichen Matrix idiomorphe Dolomithomboeder von 0,02-0,3 mm Kantenlänge. Diese Rhomboeder verdrängen die Mergel heute und überwachsen Stylolithen. Sie wittern auch hellgrau heraus und verstärken so den netzförmigen Charakter.

Voraussetzungen für die Bildung:

Eine hohe Permeabilität, die meist in den Kalkschlicklen gegeben ist, welche noch keine Dolomit-Diagenese durchgemacht haben, scheint eine Voraussetzung zu sein.

Tonhäute, welche eindringende Lösungen "kanalisieren", sowie die Verteilung von organischem Material spielen eine Rolle. Reine Mikrite werden nicht erfasst.

2) Hochducan:

Am Nordabfall des Hochducan kann beobachtet werden, wie diese sparitische Dolomitementphase über die primär kalkigen Schichten wegreift und unter Aufspaltung derselben ins Gestein bänderförmig eindringt (vgl. auch Typ Dolomitisations-Brekzie).

Interpretation:

Es handelt sich bei dieser von EUGSTER als typische "Mittelladinbrekzien" angesehenen Lithologie um eine späte Imprägnation, welche auf dem leichtesten Weg (entlang von Tonhäuten in Schichten) magnesiumreiche Lösungen ins Gestein brachte. Die netzförmige Erscheinung säumt die Dolomitisationsfront in kleinem Massstab. Sie greift auch über Schichten hinweg und bildet eigentliche Dome oder Stöcke oder tritt horizontalisiert in Schichten auf.

Als Träger der netzförmigen Dolomitisation kommen in diesen Bänken nur Frass- und Wohnbauten in Frage. (Ophtalmitische Reaktionsränder, SOMM 1965)

Der Sedimentmantel um solche Frassspuren ist tonreicher als die Füllsel und enthält mehr organische Substanz (HUNT 1961). Diese kann die Dolomitisation begünstigen. (Fig. 96,95)

3.3.4 Metasomatische Dolomitisation:

Im Zentrum grosser, heller, dolomitischer Brekzien-Körper, welche die Schichtung durchschlagen, finden sich Reste von oxidiertem Eisenerz mit Spuren von Galenit.

Die lokale, grobspätige Rekristallisation respektiert kaum primäre lithologische Unterschiede. Die gelben, feinkörnigen Primärdolomite (1) werden etwas weniger imprägniert als die mikrosparitischen Kalke. Dieses Phänomen treffen wir in der Ducankette zwischen Plattenfluh und Hochducan und zwischen Gletscherducan und Kleinducan an.

Zemente:

Die hauptsächlich sparitische Dolomit-Weisspat-Phase verfüllt den grössten Teil des Volumens zwischen den Komponenten. Die groben Block- Zemente säumen die Komponenten konzentrisch.

Auf einer gezähnten Fläche, gebildet durch das epitaxiale Wachstum der Dolomitsäume, kristallisieren Zinkblende oder Hämatit (im Falle des Mittagorns (785'300/175'350/2500), Galenit am Guggernell (177'550/769'800/2680) und in der grossen Mehrzahl der Fälle Hämatit mitten im Weisspat-Zement. Sie zeichnen so einen ersten Kristallitsaum deutlich nach.

Interpretation:

Hydrothermale Lösungen, die reich an Mg^{++} sind, bilden stockförmige Dolomitkörper. Sie erscheinen in der Ducankette mit den mitteltriadischen Vererzungen verbunden. Einzelne Klüfte sind mit Magnesit verfüllt.

3.4. Stabile Isotopen:

Methode:

Die einzelnen Proben wurden, je nach zur Verfügung stehender Menge, aus den Handstücken heraus präpariert oder stückweise im Achatmörser zerkleinert, in Javel-Wasser (NaOCl, 6%) von organischer Substanz befreit, mit destilliertem Wasser gewaschen und getrocknet und danach nach der Methode von McCREA (1950) weiter verarbeitet. Beim Massenspektrometer MS 903 (VG) liegt der Fehler von Dupletmessungen bei +/- 0,03‰ (PDB). Maschinenstandard ist seit 1979 Gas, das aus homogenisiertem Carrara-Marmor entwickelt wurde. Dieses weicht bei 25°C Reaktionstemperatur um -1.62‰ ($\delta^{18}\text{O}$) bzw. +2-14‰ ($\delta^{13}\text{C}$), bei 50°C um -0,75‰ ($\delta^{18}\text{O}$) vom PDB-Standard ab. Die Messgenauigkeit des Massenspektrometers liegt bei +/-0.025‰ ($2\sigma = 0,025\%$).

Einführende Bemerkung:

Isotopenmessungen im alpinen Raum müssen mit Vorsicht interpretiert werden. Die Austauschmöglichkeiten zwischen den Karbonaten und zirkulierenden Wässern sind während der komplexen Geschichte vielfältig.

Mangels konsequenter Beprobung, kann nicht jedes gemessene Signal eindeutig einem Ereignis zugeordnet werden.

Die primäre Zusammensetzung der Karbonate kann in Mittelbünden lokal durch folgende Faktoren wesentlich beeinflusst werden:

- a) Spätdiagenetische Beeinflussung durch Formationswässer.
- b) Hydrothermale Aktivität in der Mitteltrias oder zu Beginn der Obertrias.
- c) Eindringen jurassischer, mariner Wässer, besonders in Zonen, in welchen jurassische Extensionsbrüche das Trias-Stockwerk durchschlagen.
- d) Erhöhter Wärmefluss zur Zeit des "rifting" (Jura) oder in Zonen kretazischer Metamorphose.
- e) Alpinktonische Signale durch regionale Metamorphose.

Sollen die oben erwähnten Einflüsse für Mittelbünden von primären "sedimentären" Isotopenwerten getrennt werden, so wäre dazu mehr Datenmaterial erforderlich. Wir beschränken uns deshalb auf die Darstellung der Messwerte und eine kurze Diskussion derselben:

Legende (vgl. Fig. 58 und 59) :

1) Ducan :

Weissspatbrekzien (Tiaunbrekzie, Vallatscha-Fm.) (m) = Matrix, (c) = Komponente

S23 : Hochducan, Nord: rekristallisierter Dolomit

S29 : Gletscherducan

414 : Stulsertal

DuVal : Kleinducan (Nordseite)

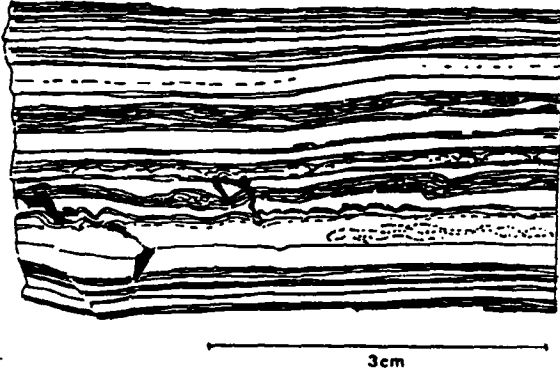
ML : Stulsertal, Piz Val Mela; A: grauer Dolomit, B: rosa Zement,
C: Weissspatzement

S22 : Kleinducan-Gletscherducan; 13: Kalzitführender Dolomitsilt mit
Kreuzschichtung, 14: Weissspatzement (Kalzit-führend), 15: rosa-brauner
feinkörniger Zement.

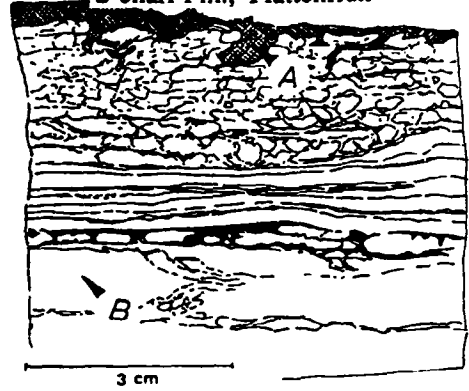
U56 : Stulsertal, Piz Prosonch: A: Weissspatzement, B: gelbgrauer, dolomitischer
Intraklasten-Mikrit (Wackestone), C: homogener, grauer Dolomitmikrit
(Mudstone), D: Intrapelmikrit, z.T. mit Weissspatzement und tonbeschichteten
Intraklasten

Fig. 60 Skizze von Handstücken, denen Proben für die Bestimmung stabiler Isotopen entnommen wurden. (vgl. Fig. 63).

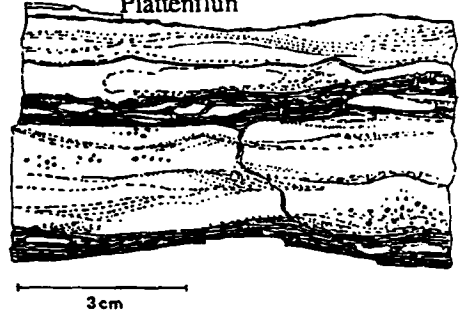
SP 352



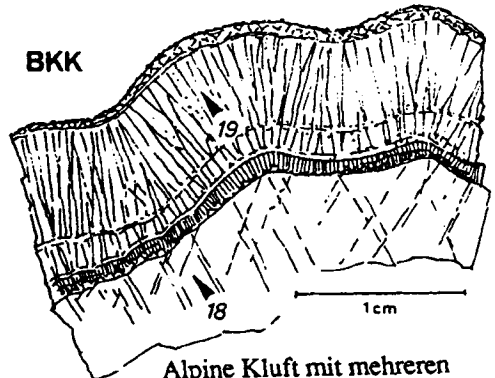
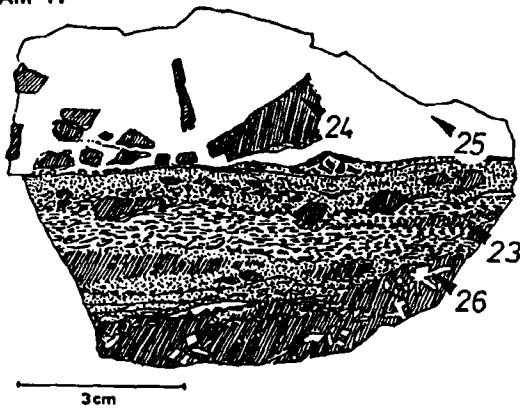
PS 11 Dolomitischer Kalk der basalen S-charl-Fm., Plattenfluh



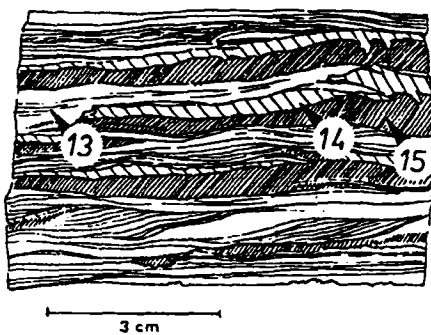
PL 27 Siltführender Dolomit aus der basalen S-charl-Fm. Plattenfluh



AM 17 Tiaun-Brekzie aus der Vallatscha-Fm. Amselflüh

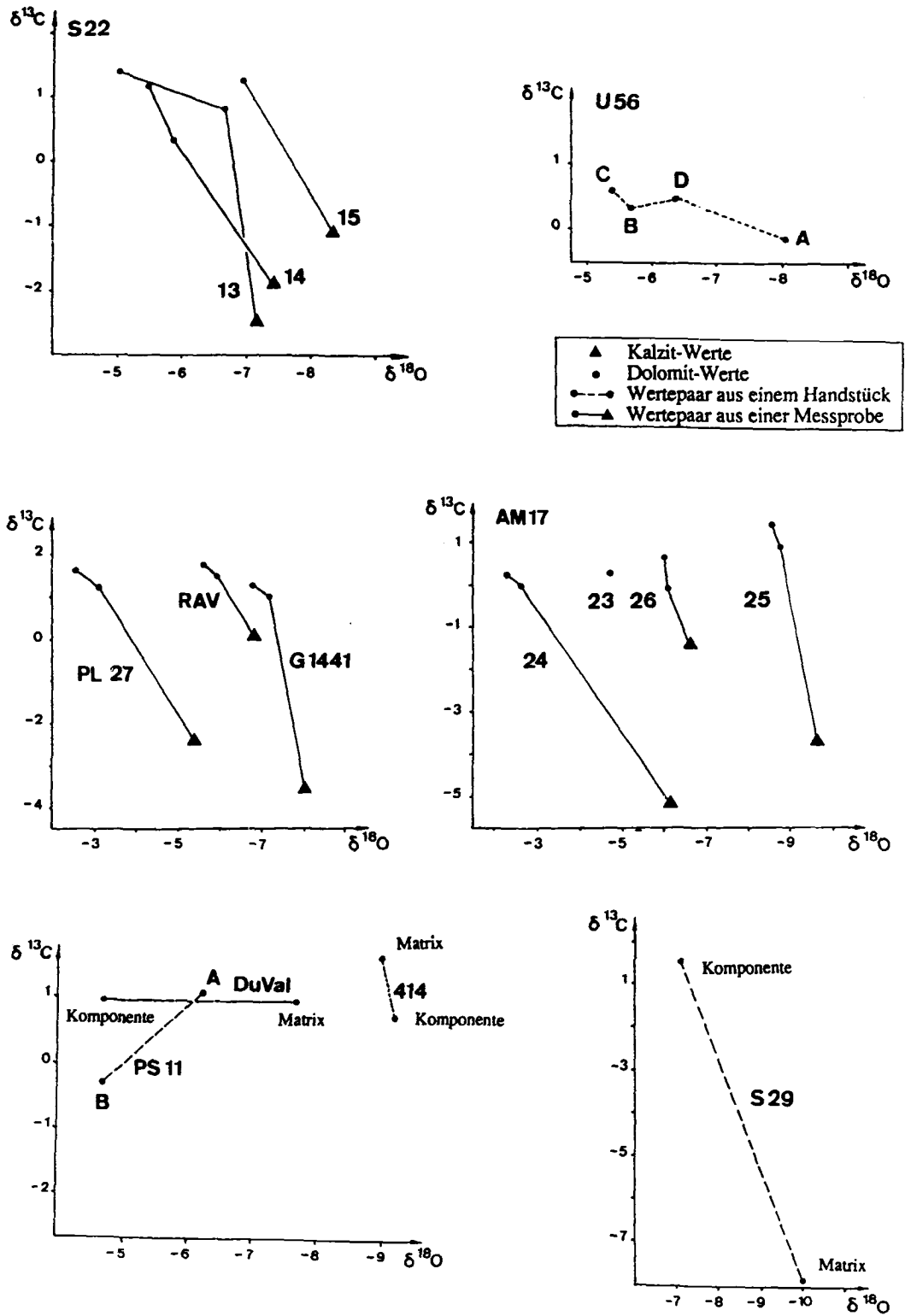


S 22 "Zebra-Dolomit" aus der Vallatscha-Fm. Kleinducan-Gletscherducan



Alpine Kluft mit mehreren syntaxialen Kristallit-Säumen Piz Gulota

Fig. 61. Stabile Isotopen in Karbonaten der Mitteltrias



S-charl-Kalke:

- D10 : Hochducan-Nordfuss
- PS10 : Plattenfluh Süd
- PL28 : Plattenfluh Ost
- H12 : Hahnengrätli (Gletscherducan). Untere S-charl-Fm.
- G1673 : Gulota - Piz Grealetsch. Dolomitische S-charl-Kalke ((cc) = Kalzitwert, (d) = Dolomitwert):
- DU36 : Hochducan
- G1441 : Gulota - Piz Grealetsch
- PL27 : Plattenfluh Ost
- RAV : Piz Ravigiel

Brachiopodenkalk:

BK Hahnengrätli: oberer Brachiopodenkalk südl. Gletscherducan

Prosanto-Fm.:

P(E5) : Kalkiger Schiefer, H₂S führend, Piz Prosonch, Stulsertal

2) Landwasser

Weissspatbrekzie (Tiaunbrekzie, Vallatscha-Fm.)

- AM17 : Amselflue, Süd, 23: Pelmikrit (Packstone-Wackstone),
24: Dolomikrit (Mudstone), 25: dolomitischer Weissspatzement
(Kalzitführend),
26: dolomitisch rekristallisierte Pseudomorphose (Gipszwillinge?) im Mudstone

S-charl-Kalke

- Gub71 : Westgrat des Lenzerhornes.
- m24(EG): Piz Mulain

Trochitendolomit:

TD : Piz Musch, Südseite, kalkige Fazies mit dolomitisierten Crinoidenstielgliedern

3) Val Tisch

VT : kalkiger Trochitendolomit aus der oberen Val Tisch

4) Vergleichsmesspunkte

- Piz Laviner: (UOA-Mitteltrias ev. Aequivalente der S-charl)
- Lav: plattige Kalke
- Jaggl (Cima Termine): TJA: Trochitendolomit mit dolomitisierten Crinoiden-Stielgliedern,
(c) = Crinoiden-Stielglieder, (m) = Pelmikrit (Packstone)

5) Alpine Klüfte im Ducan:

- SauRA: S-charlkalke, Piz Ravigiel
- BKK : Brachiopodenkalk, Gletscherducan

Generelle Beobachtungen und Diskussion: (Fig. 61 & 62)

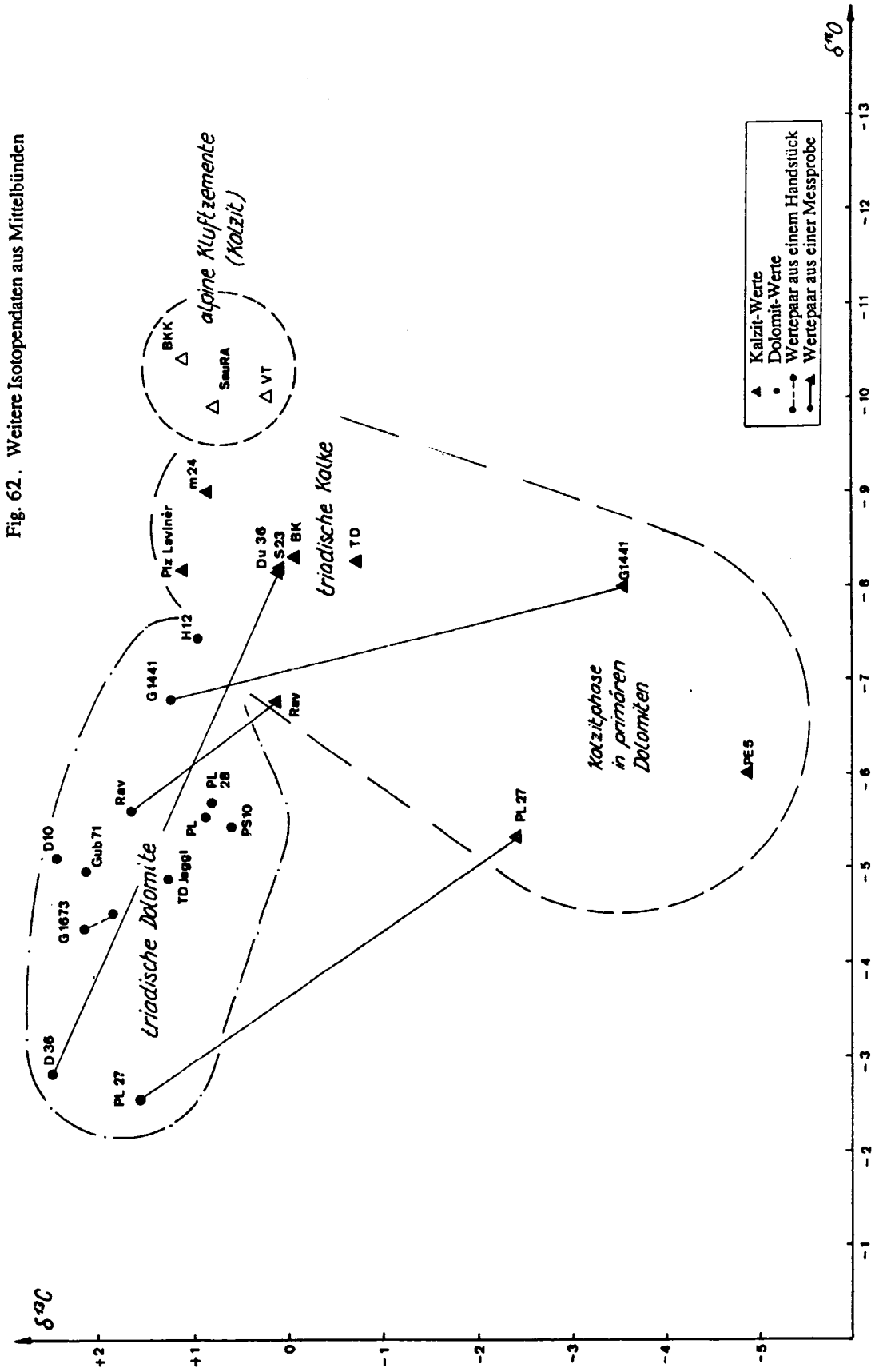
$\delta^{13}\text{C}$ -Werte:

Die Streuung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist gering. Dies wird auch durch WEISSERT & BERNOULLI (1983) im Unterostalpin und Südpenninikum zwischen Arosa und dem Engadin beobachtet.

Dies kann verschiedene Ursachen haben:

- a) Der Austausch der Kohlenstoffisotopen hat allfällige primäre Unterschiede vollständig egalisiert.
- b) Grosse Unterschiede haben nie bestanden, es wurden keine "Primärdolomite" gebildet.
- c) Die massigen Dolomite wurden nie durch Wasser aus "Algenmatten" oder anderer Lagen reich an organischer Substanz infiltriert.

Die Sulfatprobe S29 bildet mit einem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -7,8 eine Ausnahme. Der Weissspatzement ist reich an H₂S und enthält reliktsch Kalzitkristalle. Ob dieses Wertepaar durch Wasser aus reduzierendem Milieu zustande kommt ist nicht klar.



Δ_{D-C}^{13} -Werte:

Die Kalzitwerte der Proben PK27, G1441 und AM17 liegen mit +2‰ bis +5‰ deutlich unter den Dolomitwerten. Nach experimentellen Daten wird dieser Zusammenhang für koexistierende Phasen Kalzit (inkl. Mg-Kalzit) und Dolomit erwartet (FRITZ & SMITH 1970), konnte aber durch Messungen in rezenten, diagenetischen Dolomiten in Abu Dhabi nicht belegt werden (McKENZIE 1976, p. 115).

$\delta^{18}O$ -Werte:

Die Streuung der $\delta^{18}O$ -Werte ist relativ gross (-2,5‰ bis -10‰). Die Verteilung der Messdaten zeigt, dass feinkörnige Dolomite die positivsten Werte (PK27, AM 17:24, Du36) liefern. Die negativsten $\delta^{18}O$ -Werte werden in den alpinen Klufzementen (BKK, SauRA) gemessen. Die Streuung der Dolomit-Werte ist grösser ($\Delta = 6‰$) als jene der Kalke ($\Delta = 4‰$).

Die $\delta^{18}O$ -Werte werden durch die Temperatur und die Zusammensetzung des im Wasser enthaltenen Sauerstoffes beeinflusst. Die Werte der Weissspatzemente sind zu stark negativ, (AM 17:25 mit -9‰, S29(m) -10‰), als dass es sich um marines Wasser handeln könnte. Sie können durch eine späte Imprägnation (Formationswässer) zustande kommen. Hydrothermale Wässer im Zusammenhang mit den Vererzungen, welche sich an die Tiaun-Brekzie halten, können ebenfalls negative $\delta^{18}O$ -Werte verursachen. Schliesslich kann nicht ausgeschlossen werden, dass alpine Wässer in die besser durchlässigen Weisspat-Zemente eindringen und die gemessenen Daten Mischwerte zwischen der Dolomitgrundmasse und alpinen Klufzementen darstellen.

Δ_{D-C}^{18} -Werte:

Die Werte der Dolomitmikrite (AM 17:24) und Mikrospatrite (S22) liegen zwischen +1,5‰ und +3,8‰. Vergleichbare Δ_{D-C}^{18} -Werte können in rezenten Sedimenten in sekundären Dolomiten gemessen werden, welche mit Ca-reichen Dolomitwässern im Gleichgewicht stehen (McKENZIE 1976, p. 117 ff.). Die Kalzit-Dolomit-Unterschiede sind in den Zementen der Weisspatbrekzien teilweise egalisiert (vgl. AM 17:25). Die tiefen Dolomitwerte weisen auf eine spätere Bildung durch ein anderes Fluid hin.

Primäre Dolomite werden in der Regel erst bei Δ_{D-C}^{18} -Werten $> 4‰$ gefällt (McKENZIE, 1976). Die Daten aus den S-charlkalken ($\Delta_{D-C}^{18} < 2‰$) und den unteren Prosantoschichten ($\Delta_{D-C}^{18} < 1,3‰$) zeigen, dass diese in einer durch marines Wasser gespiesenen Lagune sedimentiert wurden.

3.5 Vererzungen in Mittelbünden:

Die Blei-Zink-Vererzungen Mittelbündens sind stark angereicherte Erzvorkommen von kleinen Volumen. Verglichen mit den Grossvorkommen bei Bleiberg-Kreuth (A), Gorno (I), Raibl (I) oder Mezica (JU) sind sie wirtschaftlich unbedeutend.

Seit der letzten zusammenfassenden Bearbeitung der Vererzungen im Schams und in Mittelbünden durch ESCHER (1935) wurden in Mittelbünden gelegentlich Neufunde von Mineralien (meist "micro mounts") beschrieben (RÜDLINGER (1979), SIGRON (1968), GRAESSER & STALDER (1974) BRAZEROL (1968).

Vergleichende geochemische Untersuchungen am Silberberg, bei Schmitten und in S-charl wurden von WOLTER (1979) durchgeführt. Daneben gilt das rege Interesse eines Vereins der historischen Bergbauforschung in Mittelbünden der Restauration der Minen und zugehörigen Bauten.

Der Strassenbau (Alvaneu-Schmitten-Wiesen) förderte Stollenbauten zu Tage. Die allermeisten der heute noch ersichtlichen Schürflöcher und Stollen wurden sehr gründlich ausgeräumt.

Tab. 3: Die wichtigste Fundstellen:

Mineralien:	Bleiglanz	Zinkblende	Fahlerz	Pyrit	Hämatit	Magnetit	Azurit	Malachit	Prennit	Wulfenit	Mimetesit	Smithsonit	Tiroilit	Scheelit	Schwefel	Anglesit	Cerussit	Gangarten:	Dolomit	Baryt	Quarz
	•	•		•	•		•	•											•		•
	•	•		•	•		•	•		•		•	•						•		•
	•	•	•	•	•												•		•		•
	•	•	•	•	•					•	•		•				•		•		•
	•	•		•	•														•		•
	•	•		•	•														•	•	•
	•	•		•	•	•	•	•											•	•	•
	•	•		•	•														•	•	•
	•	•		•	•		•	•											•	•	•

Albulatal:
 1) Surmin, S. Fillisur
 2) Bärenbüel vis à vis Filisur:
Landwasser:
 3) Silberberg im Landwassertal
 4) Tobel zwischen Schmitten und Wiesen (772'725/174'025'1380)
 5) Alvaneu
 6) Schmittener Bleiberg
 7) Bleiberg S Ramoz am Guggernell
Sertigtal:
 8) "St. Jakob in den Schlüpfen auf den Platten" St. Johann an der Jergersch Nase
 9) Val Tisch

Die Vererzungs-Typen

Die Pb-Zn-Erze in Mittelbünden treten schichtgebunden auf. Zwei Niveaus sind vererzt.

1) Der Trochitendolomit (Ducan-Fm.)

In den grobspartitischen Dolomiten können zonenweise Zinkblende und Bleiglanz dispers verteilt auftreten (Silberberg und Sertig). Die weitaus häufigere Form der Vererzung ist an Klüfte gebunden. Diese Klüfte sind alpin-tektonischer Herkunft. Sie sind an das spröde massige Schichtpaket des Trochitendolomit gebunden. Als Gangart kommen hauptsächlich Dolomit und Quarz vor, Baryt nur untergeordnet. Lokal führen sie in den Brachiopodenkalk hinein (Sertig: Nebenstollen). In diesem Niveau liegen die meisten Erzgruben Mittelbündens.

2) Die Tiaun-Brekzie

Im grossen Porenvolumen der Vallatscha-Brekzien kristallisiert lokal eine Erzphase (Alp Ramoz, Schmittener Bleiberg). Der Weissspatzement (Dolomit, z.T. auch Quarz) wird in

diesem Fall zuerst gelöst und die primäre Porosität vergrößert. Wo die Komponenten der Tiaun-Brekzie in einer dolomitischen Grundmasse liegen (vgl. Kap. Brekzien) kann nur eine disperse Erzanreicherung beobachtet werden. Die Form der Vererzung ist primär durch die unregelmässige Begrenzung der Brekzienkörper gegeben (Kollaps-Brekzie). Innerhalb dieser hält sie sich offenbar an Bereiche hoher Permeabilität. Vergleichbare Vorkommen werden aus dem Wetterstein beschrieben (BRANDNER 1978: Lafatsch, BECHSTÄDT 1984: Bleiberg-Kreuth)

Spurenelemente

Silber:

Der Name Silberberg verrät, dass neben Blei und Zink auch Silber gefunden wurde. Wie wenig es war konnte nicht festgestellt werden. Die Erzvorkommen in Mittelbünden weisen erheblich tiefere Silberkonzentrationen auf als die Vererzung in S-charl (bis 2300 ppm Ag) oder im Schneeberger Zug. Der Bleiberg am Bleiberg Schmitten enthält durchschnittlich 20 ppm Silber, jener im Silberberg um 380 ppm (PAGEL 1975, WOLTER 1979).

Kadmium:

Nach BÜTTNER (1979) liegen die durchschnittlichen Cd-Gehalte für die S-charler Vorkommen bei 2500 ppm Cd (meist in Zinkblende eingebaut).

Die Cd-Gehalte in Mittelbünden zeigen mit 3500 ppm im Bleiberg-Schmitten und 6800 ppm im Silberberg deutlich höhere Werte (WOLTER 1979).

Eisen, Kupfer, Mangan u.a.:

Die mitteltriadischen Blei-Zink-Vererzungen sind arm an Eisen. Eine späte hämatitische Imprägnation kann lokal festgestellt werden (Sertigtal, Schmitten). Die Eisengehalte bewegen sich in S-charl sowie in Mittelbünden im 0-2%-Bereich (WOLTER 1979). Der Gehalt an Mn und Cu bewegt sich im ppm Bereich ohne signifikante Unterschiede zwischen einzelnen Erzgruben aufzuweisen (S-charl lokal höhere Mn-Werte). Aus S-charl ist Fahlerz und Covellin bekannt (BÜTTNER 1979, KELLERHALS 1966), aus Mittelbünden Fahlerz, Azurit und Malachit (Surmin, Ramoz).

Pb-As-Sb-Sulfosalze enthalten z.T. auch Cu und konnten in Paragenesen aus dem Silberberg und von Schmitten gefunden werden (WOLTER 1979).

Scheelit konnte bisher nur im hinteren Sertigtal und in der Ducankette (Hochducan) in geringen Mengen identifiziert werden.

Die häufigste beobachtete Kristallisationsabfolge sieht in Mittelbünden wie folgt aus: (nach ESCHER 1935, WOLTER 1979 und eigenen Beobachtungen)

Zinkblende Fe-reich	_____	# in t →
Zinkblende Fe-arm	_____	
Bleiglanz	_____	
Sulfosalze (Pb-As-Sb)	-----	
Pyrit	_____	
Hämatit, Magnetit	-----	
Dolomit	-----	
Quarz	_____	

Tabelle 4.

Interpretation und Genese

Die Vorstellung der syngedimentären Erzbildung hat sich für die Pb-Zn-Vererzungen der Kalkalpen weitgehend durchgesetzt (BECHSTÄDT 1975, HEGEMANN 1960, SCHNEIDER 1974). Hauptsächlich die Vererzungen im oberen Wettersteinkalk zeigen immer wieder deutliche Sedimentstrukturen. Am Bleiberg Kreuth und in Lafatsch sind diese durch Internsedimente der oberen Trias (Carn) plombiert (BECHSTÄDT 1984, BRANDNER 1981). Die Imprägnierung des Trochitendolomites und die Kristallisation im sekundären Porenvolumen der Tiaunbrekzie werden als triadische Vererzungen angesehen. Die unmittelbar über den vererzten Schichten liegenden evaporitischen Horizonte (Ravais-ch-Rauhwaacke, Raibl-Gruppe) mögen mit Verdunstungssog für die Mobilisierung fossiler "Aquifer" gesorgt haben. Möglicherweise herrschten auch in den ausgedehnten Lagunen und Birradas ideale Anreicherungsbedingungen (mikrobielle Aktivität, leicht erhöhte Salinität, leicht euxinische Verhältnisse) im Sinne der "Sonderfazies" SCHNEIDER's (1964).

Die vererzten Brekzien (Tiaun-Brekzie) können nicht mit einem "flachgründig" wirksamen Modell erklärt werden. Das Erz scheint sich hier spätdiagenetisch in mehrfacher Lösung und Fällung anzureichern (HSÜ 1984, vgl. auch Kap. Isotopen).

ZYKLISCHE SEDIMENTATION

4.1. Transgressions-Regressions Zyklen in der Silvretta-Trias

Charakterisierung der Gross-Zyklen (vgl. Fig. 69)

A) Aus der detritischen Basis wächst mit Rekurrenzen terrigener Einflüsse eine kleine Karbonat-Plattform noch sehr heterogener Zusammensetzung (Gracilisdolomit-Mb.), welche in offenmariner Sedimentation (Brachiopodenkalk-Mb.) ertrinkt ("Distally steepened ramp with fringing banks", READ 1985). Zunehmend flachmarineres Milieu begünstigt die Dolomitbildung und schliesslich die Entstehung von Rauhwacken (Trochitendolomit, Ravais-ch-Rauwacke).

Basiskonglomerat und Chazforà:

Aus dem Wadicharakter der einzelnen "massflows" heraus entwickelt sich ein "braided river system". Basal gradierte Konglomeratbänke mit unimodaler Kreuzschichtung und "overflows" von feinkörnigen Sanden mit "rippled up clasts" charakterisieren die Verflachung der Reliefs.

Die distale "riverplain" wird gelegentlich in niederschlagsreichen Perioden mit zentimeterdicken Lagen von "siltpebbles" überdeckt.

Rekurrenzen von groben Konglomeraten (Typ Chazforà):

Es ist nicht auszuschliessen, dass während und in der Folge der ignimbritfördernden Eruptionen reliefversteilende Vorgänge im Liefergebiet wirksam waren. Hauptsächlich über den Schultern der Permtröge dauerte die Schüttung grober Konglomerate bis in die Trias an, wurde aber unterbrochen durch marine Ingressionen, welche sich durch die Bildung von symmetrischen Wellenrippeln und "low-angle crossbedding" in den gut sortierten Sanden äussern.

Fuorn-Fm.:

Grobe Sande und Aufarbeitung der ersten marin gebildeten Karbonate charakterisieren die untere Fuorn-Fm. Aus den schräggeschichteten Channelsequenzen entwickeln sich feinkörnige Playa-Sande mit bioturbierten Zwischenlagen. Selten sind Reste von "Hölzern". Magnesit und Gips deuten evaporitische Küstenlagunen an. In den obersten 4m weisen die "foreset beddings" durchwegs nach SW. Die unterliegenden Bänke zeigen allermeist einen Transport nach NW an. Es könnte sich hier um einen Ebbe-Flut-Dominanz Wechsel handeln.

Ducan-Fm.

Die Entwicklung der Gracilis-Dolomite widerspiegelt den ständigen Wechsel der zunehmend karbonatischen Küstenplattform mit Rekurrenzen terrigener Schüttungen, der Überdeckung durch Siltsande. Die lithologische Vielfalt des Gracilis-Mb. ist durch ein rasch sich änderndes karbonatisches Milieu, sowie durch die noch uneinheitlich gegliederte Umgebung charakterisiert. Tempestite, bewegte Sande und kreuzgeschichtete Dolomitarenite bilden mit loferitischen und stromatolithischen Dolomiten Wechsellagen (vgl. Fig. 60). Das rein karbonatische Milieu setzt sich bald zaghaf, bald in einem Zug ohne terrigene Rekurrenzen durch.

Die Brachiopodenkalke stellen einen einheitlichen Sedimentationstyp dar. Die Entwicklung von mergelreich nach kalkig erfolgt in zwei Abschnitten und geht in die tonarme Lithologie des Trochitendolomites über.

Tempestite reichern das stark mergelige Becken mit organischem Material und Hartsubstrat in Form von Brachiopodenschillen an (meist allochthone Taphocönos).

Die massigen Bänke des Trochitendolomites werden durch inter- bis supratidale Dolomitschlicke gebildet. Crinoiden-Stielglieder und Algenknollen, Detritus einer "Küstenzone" hoher biogener Aktivität, bilden charakteristische Zwischenlagen. Im Westen kommt es zur Gipsbildung und einer "länger" andauernden supratidalen Phase (Ravais-ch-Rauwacke).

B) S-charl-Kalke, Vallatscha-Dolomit, Landwasser-Dolomit, Prosanto-Schichten und Altein-Dolomit

Aus dem Supratidal der Rauhacke entwickelt sich zunehmend eine Plattform mit weiter Ausdehnung im Subtidal (S-charl-Kalk), welche unter hohen Sedimentationsraten nach oben ins Intertidal übergeht (Zügen-Fazies der Vallatscha-Fm.) und regional begrenzte dünn gebankte Kalkeinschaltungen aufweist (bituminöse Schiefer der Prosanto-Fm.).

Die Entwicklung dieser Karbonatserie geht aus den Detailprofilen hervor (Fig. 51, 52, 56).

Aus der Ravais-ch-Rauhacke bauen sich zyklische Sequenzen eines abgeschlossenen, kalkigen Plattformbereiches auf, welche nur an der Basis noch im direkten Zusammenhang mit dem Detritus-liefernden Hinterland stehen. Die einzelnen erhaltenen Sequenzen sind regressiv, der Trend in der Abfolge ist transgressiv. Eine kurze Trockenlegung im Niveau der Tiaun-Brekzie unterbricht diesen Sedimentationsmodus und führt zu starker Weisspatkristallisation.

Die typische Vallatscha-Lithologie ist in Mittelbünden lediglich im Ducan und mit wenigen Bänken im Landwassertal vertreten. Stromatolithen und "sheet crack"-Lagen unterbrechen die homogenen Dolomitbänke. Erneut bilden Arenite (Grainstones) mit Crinoiden, Gastropodenlagen und Kalkalgenresten eine undeutlich gebankte Abfolge.

Die Prosanto-Schichten repräsentieren die Füllungen lokaler Subsidenzbecken in der Vallatscha-Lagune.

Die Übergänge zum Altein-Dolomit sind gleitend. Es scheint kein allgemeingültiges Kriterium zur Grenzziehung geeignet (vgl. Kap. Prosanto-Schichten, Fig. 56).

Das Relief mit unterschiedlicher Wassertiefe wird während der Sedimentation der inter- bis supratidalen Altein-Fm. eingeebnet.

Lokal setzen Tonschüttungen ein. Meist kommt es zur Bildung ausgedehnter Evaporitkörper, welche heute als stratiforme Rauhacken erhalten sind (Mora-Mb. der Mingèr-Fm., FRANK 1986).

C) Raibl-Gruppe und Hauptdolomit

Die ausgeprägte Emersionsphase der Raibl-Gruppe (FRANK 1986) erfährt nur gelegentlich kurze Transgressionsereignisse. Diese äussern sich in dunklen Tonsilten (Mingèr-Fm.), in einem mächtigen Sandband (Cluozza-Mb.) und in der lokal auftretenden Tonmatrix des oft brekzierten Überganges in den Hauptdolomit. Unter anhaltender Evaporation kommt es zur Bildung reiner Gipskörper (Stuls, Alp da Munt). Kalkige Erhaltung und subtidale Fazies treten selten und nur lokal auf (Mezdi-Mb.).

Die Exposition im inter- bis supratidalen Milieu und die damit verbundenen oft lange andauernden Sedimentationsunterbrüche führen zu einer starken diagenetischen Überprägung primärer Sedimentstrukturen. Im Ducan fehlt die kalkige Fazies (Mezdi-Mb., Plattenkalk), jedoch enthält der Cluozza-Sand marine Muscheln (*Myophorien*, FRANK 1986).

Das Profil durch den Hauptdolomit des Gipshorn stellt schematisch die Entwicklung von hellen, massigen zu dunklen, plattigen Dolomiten dar.

Die weitflächige, homogene Fazies des sub- bis supratidalen Hauptdolomites wird in der Ducankette nur selten mit feinstem, terrigenem Detritus gespiesen. Die starke Subsidenz mag zu unterschiedlicher Sedimentation in den mittleren und oberen Partien führen, in welchen gutgebankte, dunkle Dolomite (im Quattervals-Gebiet auch Kalke, vgl. AEMISSEGGER in Präp.) auftreten. "Birds-eyes" und Pseudomorphosen nach Gips sind in den verschiedensten Horizonten erhalten.

D) Kössen-Fm.

Über der im Ducan teils stark reduzierten Hauptdolomit-Fazies (vgl. Tektonik: "Die Mächtigkeit des Hauptdolomit") folgt unter Zufuhr von terrigenem Detritus und dem Auftreten senohaliner Faunen die Sedimentation der Kössener Schichten. Eine tonreiche Serie (Alplhorn-Mb., FURRER 1981) bildet die Basis des seit dem oberen Anis erstmals

wieder von einer reichen Faunen belebten Lagunenbeckens. Darüber stehen mächtig gebankte Korallenkalke mit Stöcken von *Thecosimilia clatrata* (bis zu 1,5m Durchmesser) an. Diese Plattform-Fazies wird am Alplihorn durch mergelige, feiner gebankte Kalke und Mergeln (Bactryllienschiefer) überlagert. Darin sind die Anforderungen der Korallen (mehr oder weniger reines Wasser, euphotischer Bereich, Stenohalinität) nur noch zeitweise erfüllt. Die subtidalen Kalke, Silte und Schillablagerungen sind die jüngsten im Ducan erhaltenen Sedimente.

Die oberste Trias und der Übergang in den Lias sind an den Nordabhängen des Alplihorns und des Chrachenhorns der Erosion zum Opfer gefallen. Übergangsprofile in den Jura sind in der Ela-Decke und in den Arosen Dolomiten aufgeschlossen (FURRER 1981).

4.2 Die zyklische Sedimentation an der Basis der S-char-Kalke:

Wie in den Profilen (Fig. 63) ersichtlich wird, treten an der Basis der S-charl-Fm. in wechselnder Abfolge dunkle mikrosparitische Kalke und helle mikritische Dolomite auf. In Intervallen wechselnder Mächtigkeit (5 - 30 m) folgen sich im Ducan und im mittleren bis östlichen Landwassertal acht bis zwölf solcher lithologischer Zyklen. Zwischen den subtidalen Kalken und den supratidalen Dolomiten lassen sich mehrere "Übergangstypen" beobachten: (Vgl. Fig. 64)

1. Die mikrosparitischen Kalke (Sertig-Kalk)

(Mikrofaziestypen: M, PG)

Die gut gebankten, mausgrauen Sertig-Kalke werden von feinen, nicht persistierenden Stylolithen durchsetzt. Diese geben dem spröden Gestein einen gelegentlich filzigen Bruch. Die Bankoberflächen sind unterschiedlich gewellt ($\lambda = 3-20$ cm, $A = 0,3 - 1,5$ cm), die Unterseiten sind oft durch Stylolithen unregelmässig gezähnt. Je nach Tongehalt und Exposition (Verwitterung) ist die Bankung feiner aufgegliedert oder massiger erhalten geblieben. Einzelne Horizonte von Biodetritus, meist weniger als 3 mm mächtig, unterbrechen die monotone Lithologie.

Gelegentlich zeigen feine Nuancen in Anwitterungsflächen die sedimentären Strukturen der ursprünglichen Pelmikrite und Biopelsparite. Kreuzschichtungen mit Winkeln bis zu 55° treten in einzelnen Lagen mit gröberen Areniten auf, welche Flaserstrukturen in feinkörniger Grundmasse (Wackestone, soft pellets?) bilden. (Durchschnittliche Flasergrösse 1×5 cm, Fig. 80 und 81). Slumping kann in den feingebankten Abfolgen beobachtet werden. Neben Slump-Falten treten auch Diskordanzen mit Winkeln bis zu 30° auf.

Ringförmige Strukturen (durchschnittlich bis zu 30 cm am Valbellahorn W-Grat) in der Schichtfläche weisen auf hohe Mobilität der arenitischen Schlicke während der Entwässerung hin, ebenso die auch andernorts beobachteten sigmoidalen Strukturen im dm-Bereich.

2. Inhomogene mikritische Kalke:

Als besondere Varietät der Sertig-Kalke tritt eine leicht brekziöse Ausbildung von mikrosparitischen Kalken auf. Komponenten, ausschliesslich vom Typ (1) (Sertig-Kalk), liegen teils leicht angerundet, meist aber eckig begrenzt, in einer Matrix von rekristallisierten Peloiden. Die einzelnen Körper können nur schlecht begrenzt werden, da die Komponenten-Matrix Unterschiede zu gering sind. Es scheint sich nicht um ein Weichkonglomerat von der Art der "channel"-Füllungen zu handeln. Eher liegt dem Phänomen eine selektive Diagenese zugrunde. Typ (2) kommt nie ohne Typ (1) vor.

3. Bioturbirte Mikrosparite (Synonyme: Ichnite, "calcaires vermiculées", Wurstelkalke, "korallogene Kalke")

Gelegentlich sind die oberen Partien der mächtigeren Bänke des Sertigkalkes bioturbirt. Es können aber auch nur schmale Streifen von wenigen cm innerhalb einer Bank völlig durchwühlt sein. Meistens bilden die Ichnite eigentliche Bänke (max. 1,5 m). Dabei bilden die Füllungen der Frass- bzw. Wohnbauten das Gestein. Die Matrix ist ausnahmslos reicher an Silt- und Tonfraktion und oft bräunlicher gefärbt.

Die Füllungen müssen sehr früh konsolidiert worden sein, sind sie doch gelegentlich gradiert angereichert, bereits im Weichzustand zerbrochen, und verfüllen so die strömungsbedingten Unebenheiten im Substrat. Die Spuren sind oft in leichte Radien gelegt und selten verzweigt, wie sie im Brachiopodenkalk oder Gracilis-Dolomit vorkommen (Fig.95). Sie sind durch Peloide verfüllt, meist ist kein Stopfgefüge mehr erkennbar und auch die Peloidstruktur kann gänzlich aufgelöst sein. Innenstrukturen, wie sie etwa bei *Palaxidus*, aus dem Anis im Briançonnais beschrieben sind (BRÖNNIMANN, ZANNINETTI & BAUD 1972, BAUD 1969), blieben hier nicht erhalten.

Die äussere Form der Gänge (*Rhizocorallium* sp.) entspricht am ehesten Spuren von Decapoden der Gattung *Thalassinoides*.

4. Feingebankte gelbgraue Kalke:

Dieser Typ von hellen, fein gebankten Kalken mikrosparitischer Körnung ist häufig von Ton- oder Silthäuten durchsetzt. Basal liegen gradierte "coated-grain"-Lagen mit vereinzelt Ooiden. Etwas höher treten darin LF-Gefüge und Pseudomorphosen horizontal auf. Typisch sind Lagen (wenige cm mächtig) von unterschiedlich grau gefärbten Peloiden, deren Umrandung z.T. diffus ist. Verantwortlich für die gesprenkelt helleren Grautöne ist eine selektive frühdiagenetische Dolomitierung der Peloide (vgl. Unterschied von sog. "soft"- und "hard-pellets" auf der Bahama-Plattform, SHINN & LAND 1974). Feine Wühlgänge (durchschnittlich max. 2mm) führen aus dem Innern solcher Lagen nach deren Obergrenze, wo sie durch steriler Kalkschlicke versiegelt werden. (Fig.97) Diese Gänge sind ebenfalls früh dolomitisiert worden.

Die LF-Gefüge sind höchst selten in dieser kalkigen Fazies zu finden. Intern-Sedimente beschränken sich auf einen feinen mikritischen Bodensaum. Die Begrenzung der rekristallisierten Hohlräume (in calcitischem A- und B-Zement) ist nach oben und der Seite hin durch Einbruchstrukturen gekennzeichnet.

Weit häufiger als horizontal auftretende Fenstergefüge sind dispers verteilte "birds eyes" (max. Durchmesser: 3 mm).

Die langprismatischen Pseudomorphosen nach Gips und Coelestin sind oft nesterweise angereichert und bilden Penetrationszwillinge und Schwalbenschwänze.

5. Dolomitisierte mikritische Kalke:

Dieselben Kalke können während einem frühen Diageneseschritt zu Dolomit umgewandelt werden. Sie liegen heute als mikritische, helle Dolomite, durchsetzt von feinen Tonhäutchen und Siltschnüren vor. Filzige Pseudomorphosen-Aggregate sehen im angewitterten Zustand einem LF-Gefüge ähnlich. Penetrationszwillinge von Gipsrosen (max. Durchmesser: 5 mm) lassen sich davon gut unterscheiden. Gelegentlich treten im Top der blonden Dolomite bereits einzelne stromatolithische Laminationen auf. Diese legen sich in sanfte Wellen ($l = 3$ cm, $A = 0,3 - 0,5$ cm) und sind, im Gegensatz zu den Rippeln (diskordante Strukturen), in paralleler Repetition vertikal verfolgbar. Die blonde Färbung der Dolomite ist nicht homogen. Oft sind die Kalke vom Typ (4) entlang feiner Haarrisse nesterförmig oder säulenförmig dolomitisiert worden. Magnesiumreichere Lösungen zirkulierten anscheinend bevorzugterweise entlang von Siltlagen und Tonfilamenten (Fig.97).

6. Mud-pebble und flat-pebble Konglomerate:

Lagenweise kommen brekziierte Dolomite vom Typ (5) vor. Diese Brekzien unterscheiden sich von denen im Typ (2) beschriebenen durch eine eigentliche Matrix. Schwarze Silt- und

Tonlagen fassen die eckig zerbrochenen Komponenten ein. Seltener enthält die Matrix braunen Silt und Dolomitarenit. Gelegentlich erfassen diese als Tempestite interpretierten Lagen auch die Schalen kleiner Muscheln und Schnecken. In diesem Falle geht vom "Tempestit-Material" eine diffuse Dolomitierung aus. (Fig. 84)

Die von AIGNER (1981) beschriebene Inkrustierungsphase nach der Platznahme von Tempestiten kann hier nicht beobachtet werden.

7. Arenite (Grainstones) mit deutlicher Schrägschichtung und Rippelmarken:

Die in diesem Niveau oft angetroffenen Rippelmarken sind ausschliesslich durch den Wellenschlag in extrem flachem Wasser entstanden. Bei der Bestimmung der Indizes von Rippeln muss hier beachtet werden, dass die Kompaktion des Sedimentes je nach Siltgehalt oder Arenitanteil ganz unterschiedlich sein kann. Aus den nach COLLINSON (1982) bestimmten Indizes ergeben sich aber Werte für N, das Verhältnis zwischen Höhe und Rippellänge, welche auf eine Entwässerungskompaktion von 1 : 5 bis 1 : 10 schliessen lassen (Fig. 80, 85).

8. Arenitisch-ruditische, rostige Dolomite:

Die arenitischen Dolomite werden durch die Eisenhydroxide der tonhaltigen Verwitterungskrusten imprägniert und verfärbt. Hämatitische Krusten (mit Goethit und Limonit) werden bis max. 1 mm mächtig. Karsttaschen konnten nirgends gefunden werden..

9. Biolithite (Bindstones) mit deutlichen stromatholithischen Lagen, welche zu Polygonböden aufbrechen:

In verschiedenen Masstäben brechen die dolomitischen Stromatolithen (parallele, konzentrische Fein-Lamination, keine Domas) in Polygone auf. Normalerweise betragen die Durchmesser der einzelnen Polygone 20 - 50 cm und durchbrechen vertikal mehrere Feinbänke bis in eine Tiefe von 20 - 30 cm. Die Spaltenfüllungen setzen sich aus Fragmenten der oberen Partien sowie der Deckschicht zusammen welche in dunklen Tonsilten eingebettet sind, oder bestehen aus Doloareniten mit der Färbung des Typ (8). Feinere Bänke zeigen Ablösung in "sheet-cracks" und Polygone in feinerem Masstab (mit Durchmessern von wenigen cm). Eine auffällige Wölbung der Polygone zu konkaven Flächen lässt auf wenige massive Austrocknungsphasen und relativ geringe Mikroben- und Algenaktivität schliessen. (Fig.97)

10. Rauhdecken:

Zur Bildung von Rauhdecken kommt es an der Basis der S-charlkalke im Ducan. Inwiefern die in der Urmina- und Chavagl-Schuppe sowie am Lenzerhorn häufig im Niveau der S-charl-Kalke angetroffenen Rauhdecken sedimentär-stratigraphischer Natur sind, ist schwer zu entscheiden.

Die Ausbildung des "Bergnelkenkalkes" lässt starke Evaporation ebenso gut zu, wie intensive tektonische Zerschering.

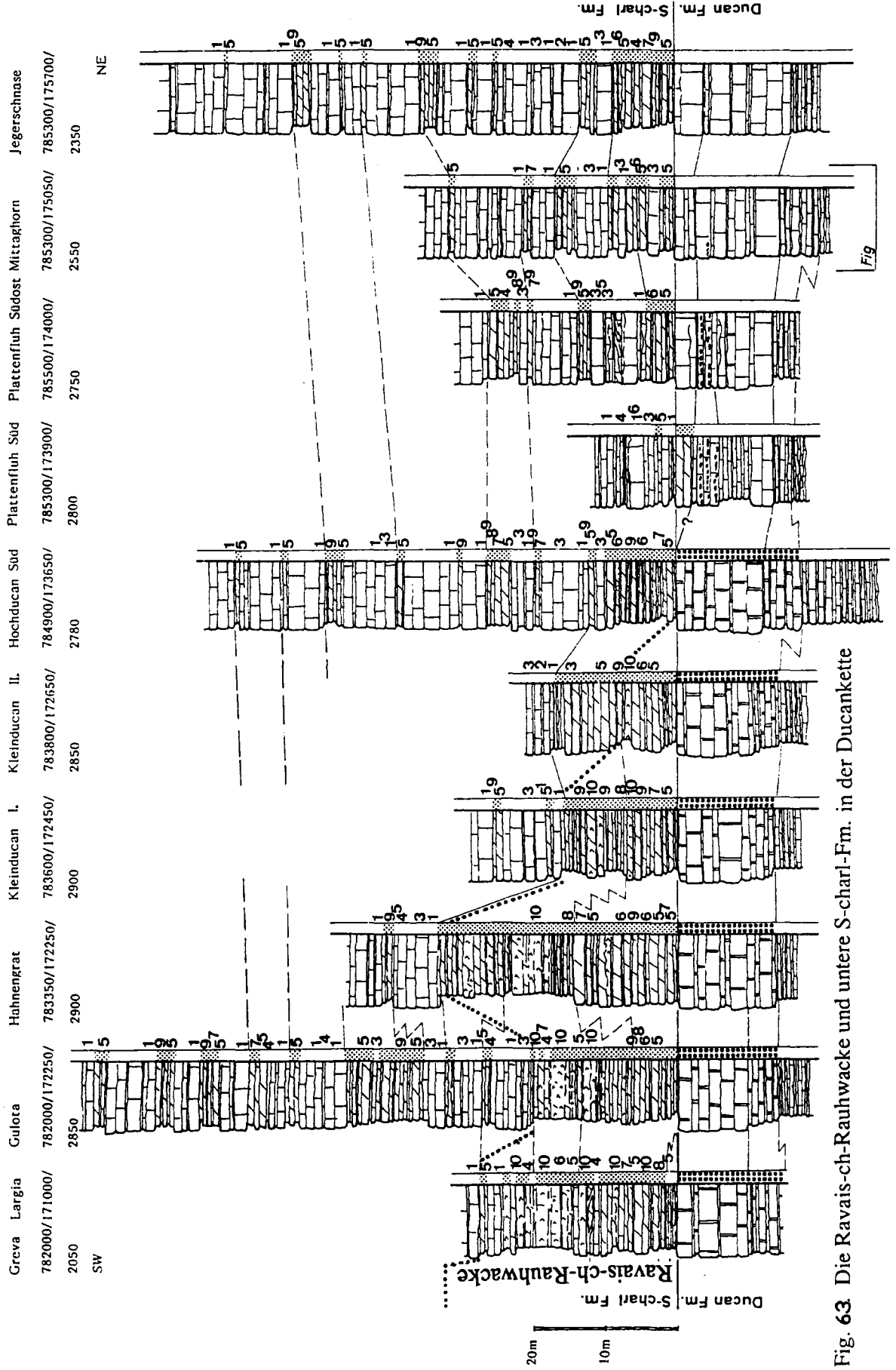


Fig. 63. Die Ravais-ch-Rauhacke und untere S-charl-Fm. in der Ducankette

Die Abfolge der Lithologien:

Die Platznahme der Kalke Typ (1) ist ganz unterschiedlicher Natur. Generell heisst das: Nimmt (1) über mindestens (5) Platz, so kann eine eigentliche Transgressionsbrekzie an der Basis beobachtet werden (Fig.63).

Die blonden Dolomite sind als eckige Komponenten in den Kalken vom Typ (1) dolomitisch erhalten geblieben. Die Ueberflutung arbeitet nicht nur ausgetrocknete Dolomitkrusten auf. Wo karbonatische Silte mit Linsen von Areniten noch nicht konsolidiert vorliegen, werden kleine Kanäle verfüllt, es entstehen Diskordanzen (Fig.81)

Vereinzelt ist das transgressive Element des Zyklus vollständiger erhalten:

Über den hellen Dolomiten setzen Lagen von nur zum Teil dolomitierten Areniten ein. Ichnite charakterisieren die kalkreicheren Lagen, die allmählich überhand nehmen. Zwischengeschaltet treten vereinzelt Niveaus mit Stromatolithen und mikritischen blonden Dolomiten auf. Hier handelt es sich um transgressive Sequenzen, die eine zögernde Platznahme offenlagunärer Verhältnisse widerspiegeln. Solche Sequenzen sind untervertreten. Im Gebiet des Hochducan-Gletscherducan und im Guggernell-N-Hang sowie am Valbellahorn machen sie max. 20% der Zyklen 2. Ordnung aus.

In der Mehrzahl der Fälle treten die oben beschriebenen Lithologien nacheinander auf. Die Typen (6) bis (9) können von ihrer Bedeutung her zusammenfassend betrachtet werden (Fig.61). Die Darstellung in Fig. 62 illustriert die prozentuale Häufigkeit der Übergänge, Fig 61. stellt einen idealen Zyklus dar. Daraus wird klar ersichtlich, dass im Falle der S-charl-Kalke regressive Abfolgen erhalten sind ("shallowing upward"-Sequenzen).

Im Subtidal, wie auch im extremen Supratidal, tritt die Zyklizität weniger hervor. So zeigen in vergleichbarer Mächtigkeit die subtidalen Sertig-Kalke leichte "thinning upward"-Sequenzen. Im Supratidal der Rawaisch- Rauhacke im Schaftobel sind kaum Anzeichen für vermehrte Umlagerung oder Aufarbeitung zu finden.

In den wenigsten Fällen umfasst ein Zyklus sämtliche oben aufgeführten Lithologien.

Dies bedeutet, dass die Kriterienliste eindeutig zu weit gefasst ist.

Regionale Verbreitung regressiver Zyklen an der Basis der S-charl-Kalke.

Es zeigt sich (Fig.35,63) dass im W des Untersuchungsgebietes die Lithologien häufiger supratidalen Ursprungs sind, indes im E im Verlaufe der oberanisisch-ladinischen Transgression der mehr oder weniger konstante Zustand subtidaler Sedimentation früher erreicht wird.

An der Tendenz innerhalb der Zyklen ändert sich nichts, lediglich die Vielfalt verschiedener Lithologien nimmt im Landwassertal von W gegen E ab.

Zwischen den Profilen am Gugernell und am Valbellahorn ist diese Tendenz nicht so klar ersichtlich, kommt aber zum Ausdruck im Vergleich mit der E-Seite der Amselfluh.

Die Region widerspiegelt die Tendenz von Supratidal im W zu Subtidal im SE. Den Schwankungen zwischen den Typen (5) - (10) im NW Mittelbündens entsprechen Schwankungen zwischen den Typen (1) - (3) im SE.

Berücksichtigt man die regional eingeschränkte Variabilität der Lithologie, so tritt ein spezifischer Idealzyklus sofort viel häufiger auf (Fig.51).

Die Interpretation der Zyklizität:

Das betrachtete Gebiet umfasst ca. 12 x 16 km (Kapitel Tektonik, Palinspastik)

Verglichen mit den Dimensionen des triadischen Flachmeeres ist dies ein sehr kleiner Ausschnitt, in dem wir nicht wagen, etwas über globale Meeresspiegelschwankungen auszusagen.

Generell wird eine hohe Sedimentationsrate für die regressive Tendenz innerhalb der Zyklitheme verantwortlich gemacht. Für die Trockenlegung und die rasche Platznahme subtidaler Verhältnisse, bei fehlender transgressiver Sediment-Abfolge, müssen Erklärungen gefunden werden.

Aus der Sicht der lithologischen Analyse können zwei prinzipiell verschiedene

Betrachtungsweisen diskutiert werden:

A) In den extrem flachmarinen Bereichen besteht ein direkter Zusammenhang zwischen Bathymetrie und beobachteter Lithologie.

Entsprechend werden für die rapiden Wechsel von Supratidal zu Subtidal relative Meeresspiegelhebungen verantwortlich gemacht. Eine vergleichbare Transgressive Abfolge wurde selten sedimentiert.

B) Dem globalen Meeresspiegelanstieg (Oberes Anis-Unteres Ladin) wirkt eine starke Karbonatsedimentation entgegen. Erfolgt der Anstieg des Normalniveaus (NN) nicht gleichförmig, so entstehen in unregelmässigen Abständen kurzfristige Emersionsphasen, während denen es zur Bildung der supratidalen Dolomite kommt.

Auch transgressive Abfolgen werden sedimentiert. Bei zunehmender Transportenergie finden aber Aufarbeitung und Abtransport statt. Die gut fixierten stromatolitischen Lagen lassen sich nicht mehr lösen. Sie bilden das Liegende der aufgearbeiteten Zone mit "flatpebbles". (Transgressions-Konglomerat im Fall A.)

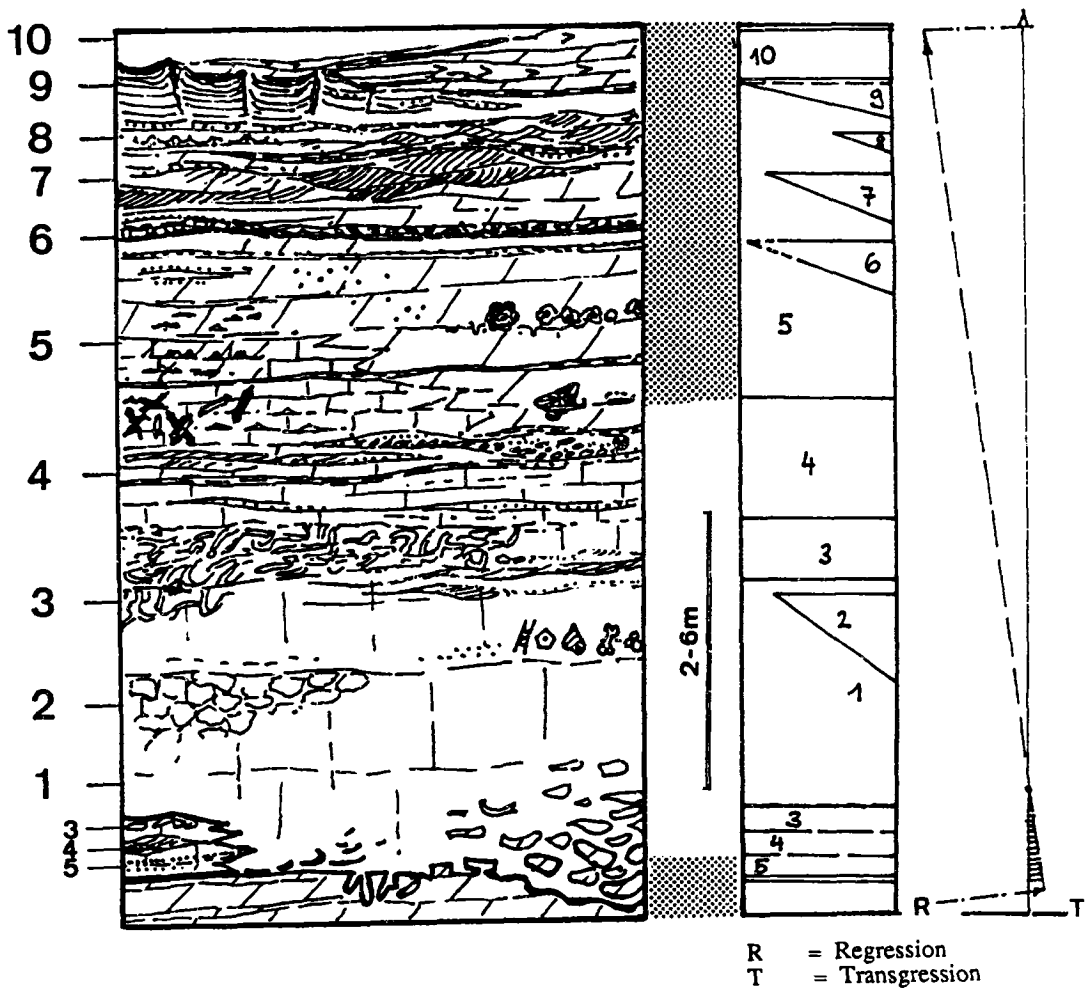


Fig. 64. Schematische Darstellung eines Idealzyklus aus der S-charl-Fm.
Die einzelnen Lithologien (1-10) sind im Kap. 4.2
"Zyklische Sedimentation an der Basis der S-charl-Fm." beschrieben.

%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1		6	42	19	22	6	5			
2	50		50							
3	14			71	15					
4	24		7		33	5	2	5	5	19
5	29		3	9		12	9	3	6	29
6	22		11		45		11	11		
7	12		12	25	38	13				
8	17			33					17	33
9	20			60	20					
10	35		4	26	22		4	9		

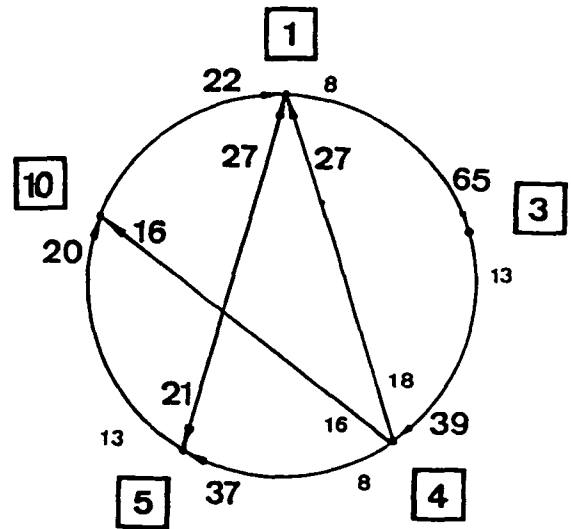


Fig. 65. Prozentuale Übergangshäufigkeiten zwischen den einzelnen Lithologien in der basalen S-charl-Fm.

Modelle zu Fall A) (Fig. 66)

Relative Meeresspiegelschwankungen können ganz verschiedene Ursachen haben. (DONOVAN D.T. & JONES E.J.W. 1979)

1) Periodisch auftretende verstärkte Subsidenz (Fall 2A, Fig. 66) oder kurzfristiges Absinken (Taphrogenese im Sinne BRANDNER 1984) und damit verbundenes Ansteigen des Meeresspiegels (Fall 2B, Fig. 66) könnten ein fehlendes transgressives Element erklären. (FISCHER 1965)

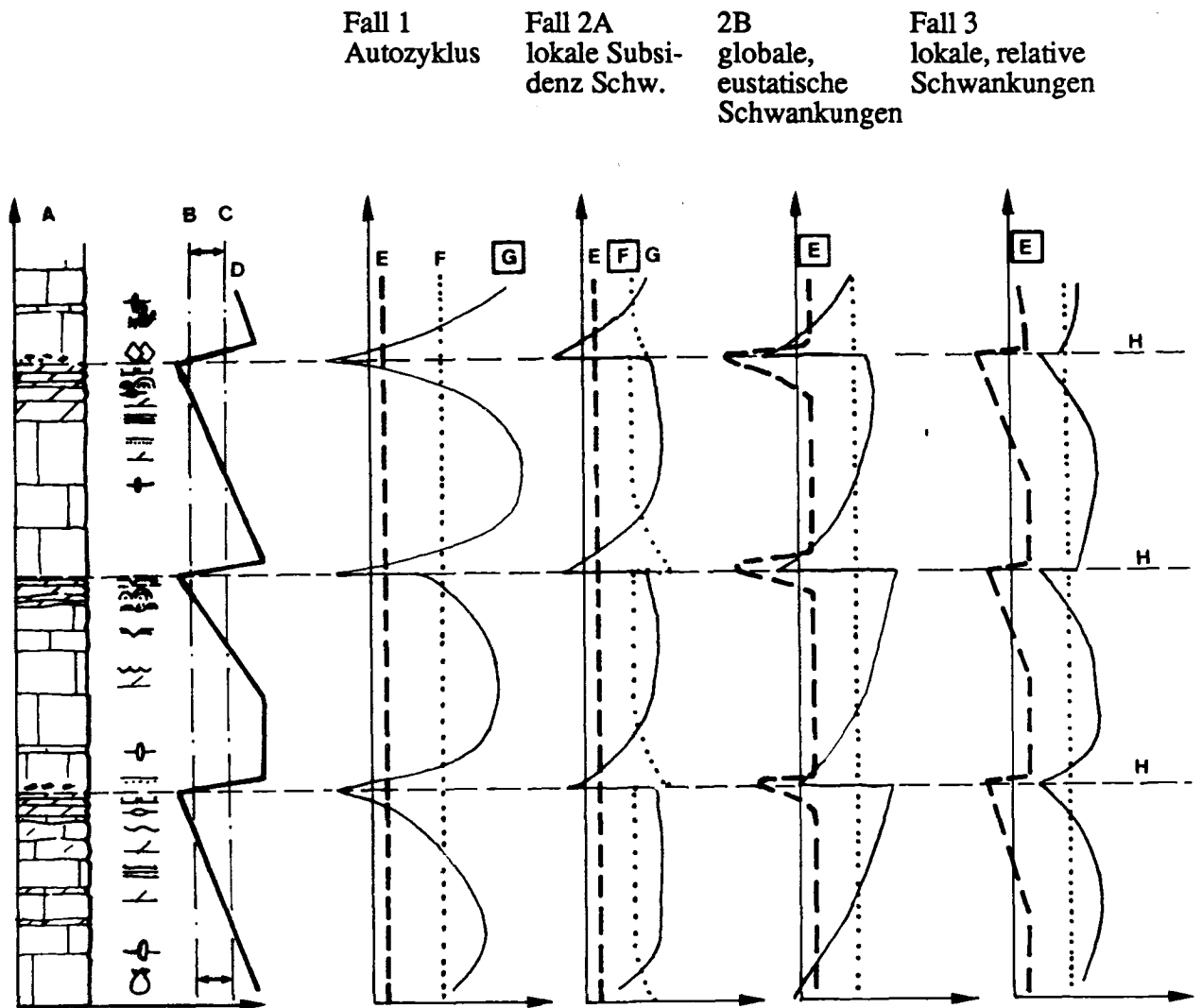
In einem ersten Fall (Fig. 66, 2A) würde der Subsidenz an Ort und Stelle (Scholle von ca. 20x40 km) eine Absenkung in den internen Beckenbereichen vorangehen. (BECHSTÄDT et al. 1976) Die gegen den "Kontinent" hin progradierende Subsidenz erreicht das untersuchte Gebiet erst nachdem sich leichte isostatische Ausgleichsbewegungen bemerkbar machen konnten. ("Emersionsphasen", repräsentiert in den Elementen 7-10 des Idealzyklus) In einem zweiten Fall (Fig. 66, 2B) wird eine isostatische Reaktion als zu träge erachtet. Die wechselnde Subsidenz der Becken (Hallstatt, Buchenstein) könnte Senkungen und Hebungen des Meeresspiegels im Bereiche von 2-10 m zur Folge haben. Phasen verstärkter Extensionstektonik machen sich als Emersion auf dem stabilen Schelf bemerkbar (BECHSTÄDT et al. 1976).

2) Infolge starker Evaporation bilden sich weitflächige Depressionen hinter Barrensyste-men. Bei gelegentlichen Meereseinbrüchen entstehen normalmarine Kalke im Subtidal. (Fall 3, Fig. 66)

Falls aber "Riffbarren" die ganze Region gelegentlich abgeriegelt hätten, müsste sich unterschiedliche Bioaktivität wohl stärker als Detritus in den Tempestiten und subtidalen strömungslaminierten Kalken bemerkbar machen. Lokal spielten Sandbarren sicher eine Rolle. (cf. Kapitel Vallatscha - Breccien)

Die Wassertiefe scheint nie wesentlich (maximal im Meter-Bereich) geschwankt zu haben. Die hohe Porosität der subtidalen Kalke, ihre Sterilität und der geringe Anteil an Detritus deuten auf eine hohe Sedimentationsrate hin. Bei geringerer Subsidenz mag viel Zeit in den rekristallisierten blonden Pelmikriten liegen. Stetige Umlagerung verhinderte eine Zementbildung. Lösung und Fällung hielten sich die Waage (vgl. etwa Sedimentationsraten im Innern der Schlerndolomit-Plattform oder im Top der Cassianer-Kalke, BRANDNER 1984).

Fig. 66. Hypothetisches Zusammenspiel zwischen Subsidenz, Sedimentationsrate und Meeresspiegelschwankungen an der Basis der S-charl-Fm.



- | | |
|----------------------------------|---------------------------|
| A Lithologie | E relativer Meeresspiegel |
| B Grenze Supratidal / Intertidal | F Subsidenz |
| C Grenze Intertidal / Subtidal | G Sedimentationsrate |
| D Bathymetrie | H Zyklengrenze |

für den Fall spezifischer limitierender Faktor

Modelle zu B)

Verglichen mit den Lofer-Zyklothemen (SANDER 1936, SCHWARZACHER 1948, FISCHER 1965) ist die Mächtigkeitsschwankung der einzelnen S-charl-Zyklen beträchtlich (Fig. 63). Hier kann kein streng periodischer Vorgang zugrunde liegen. Wir suchen einen selbstinduzierenden und sich kontrollierenden Mechanismus innerhalb der Hochenergie-Zone unter mehr oder weniger kontinuierlichem Meeresspiegelanstieg.

1) Migrierende "Hochenergie-Zone":

An der Küste mit flacher Neigung ($< 2^\circ$) akkumulieren migrierende Strömungen kontinuierlich den "washout" einer externen produktiven Plattform.

Migriert die ganze "range", so würden wir aufgearbeitete Komponenten mit Lithologien der inter- bis supratidalen Faziesbereiche an der Basis und innerhalb der ichnitischen Kalke erwarten. Weder weit transportierte Klaster noch Reste mit Tonhäuten konnten gefunden werden.

2) Eine stark wechselnde Sedimentationsrate:

Bei entsprechenden Strömungsverhältnissen kann eine flache Rampe durch ihre eigene hohe Karbonatproduktion eingedeckt werden. Bis die Produktion wieder grossräumig einsetzen kann, bedingt es einer minimalen Wassertiefe, welche unter gleichförmiger Subsidenz im Subtidal erreicht wird. (GINSBURG 1971)

4.3 Grössenordnungen sedimentärer Zyklen:

Der Versuch, die Serien auf Grund weithin im Tethysraum beobachtbarer Transgressions-Regressionen mit fossilreicheren Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen oder der Südalpen zu vergleichen, wurde bereits von EUGSTER (1923) unternommen.

In der Westlichen Tethys sind die transgressive Platznahme der karbonatischen Sedimente im Anis und der Aufbau der zwei Plattformen in der Mittleren und Oberen Trias bereits mehrfach beschrieben worden.

Zur weitläufigen Korrelation wurden immer wieder Transgressions-Regressionen-Zyklen, Emersionsphasen, Einstreuung von terrigenem Detritus, ökologische Zusammenhänge und fazielle Analysen herangezogen.

Vier Ordnungen von Zyklen können unterschieden werden

1) Klein-Zyklen

Die Zyklen können je nach Fazies in Klein-Zyklen (Typ Kalziturbidit oder Tempestit) und Mikro-Zyklen unterteilt werden, welche sich im mikroskopischen Bereich nochmals gliedern lassen.

Die makroskopische und mikrofazielle Beschreibung der Lithologie sowie die unter dem "Sedimentationsmodus" festgehaltenen Beobachtungen und daraus folgenden Interpretationen stehen hier an Stelle einer Gliederung in "Klein-Zyklen".

2) Zyklen und Zyklotheme

Damit sind Wiederholungen gleicher Lithologien im Aufschlussbereich, welche auf einem wiederkehrenden Sedimentations- oder periodisch einsetzenden Diagenesetypus beruhen gemeint. Als Beispiel können etwa die Lofer-Zyklotheme in den Dachsteinlagunen der Nördlichen Kalkalpen (SANDER 1936, FISCHER 1964) oder die zyklische Sedimentation im Germanischen Muschelkalk (AIGNER 1977/1985) gelten (Einheit der Zyklen ist die Bank).

Die Ausbildung solcher Zyklen ist der lokalen "Dynamik" innerhalb des

Sedimentationsbeckens unterworfen. Im Dachsteingebiet steht sie mit dem Riffwachstum im Zusammenhang, in Mittelbünden mit den Strömungsverhältnissen und der Sedimentakkumulation in der externen "Lagune". Wir erachten die zyklische Sedimentation der Gracilis-Schichten als authigen (im Sinne von GOODWIN & ANDERSON 1985). Bei den Top-Sequenzen der Gracilis-Zyklen (Fig. 46) handelt es sich kaum um "PAC"-Grenzen. Sie können schlecht in die sandige Fazies hinein verfolgt werden, was gegen eine allogenetische Zyklizität spricht.

3) Mega-Zyklen

Regional zur Korrelation geeignete lithologische Zyklen, welche faziesgebunden sind:

Im Briançonnais sind dies die "méga-sequences" und "Cycles à 2ième Ordre" (BAUD 1984), in den Nördlichen Kalkalpen die "Megazyklen", welche jeweils 5-6 Lofer-Zyklothemen zusammenfassen (SCHWARZACHER 1954, FISCHER 1964). Umfangmässig entsprechen die Mega-Zyklen VAIL'schen Para-Zyklen (Elemente der Mega-Zyklen sind Schichtpakete).

In Gebieten mit Riffwachstum und hoher Karbonatproduktion (Dachstein, FISCHER 1964) sind oft regressive Sequenzen erhalten. Der Zusammenhang Subsidenz (Tektonik) - Sedimentationsrate - Meeresspiegelschwankungen (vgl. Kap. Zyklizität an der Basis der S-charl-Kalke) steht oft nicht in so direkt ersichtlichem Kausalzusammenhang, wie durch FISCHER (1964) beschrieben wurde (vgl. auch SEILACHER 1985, AIGNER 1985).

Die "Punctuated Aggradational Cycles" (PAC) im Sinne der Hypothese von GOODWIN & ANDERSON (1985) könnten allenfalls zur Interpretation der S-charl-Zyklen beigezogen werden. Die scharfe Grenze über der Regression am Top der einzelnen Zyklen kann im km-Bereich als Isochrone interpretiert werden (Fig. 51).

Die sedimentären Prozesse (Gezeiten, Sturmereignisse, Bioaktivität, u.a.) können aber auch ohne periodische Meeresspiegelschwankungen zu zyklischen, lithologischen Abfolgen führen.

4) Grossräumige Transgressions-Regressions Abfolgen:

(Elemente der "Gross-Zyklen" sind oft Formationen)

Von den Südalpen über den Drauzug (BRUSCA et al. 1981, BECHSTÄDT et al. 1978) und die Nördlichen Kalkalpen (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, BRANDNER 1984) sind Transgressions-Regressions-Abfolgen bis ins Briançonnais (BAUD & MÉGARD-GALLI 1975/1977) hinein verfolgbar.

Die Auflösung der VAIL'schen onlap-Zyklen ist für die Alpin-mediterrane Trias zu ungenau und stimmt nicht mit den "Stratigraphischen Wenden" (im Sinne von SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974) überein. Die Grössenordnung der Zyklen kann aber durchaus mit unseren "Gross-Zyklen" verglichen werden. BRANDNERs Zyklen 1 bis 4 entsprechen den "cycles C 1 bis C VI" im Briançonnais (BAUD & MÉGARD GALLI 1975 p.51).

Von anderer Grössenordnung sind die "Tektono-sedimentären" Zyklen von FARABEGOLI & VIEIL (1981) in der Südalpinen Trias.

Einzelne "Ereignisse" können in den Randbereichen der westlichen Tethys weitherum beobachtet werden (BRANDNER 1984). So führt z.B. die oberanisische Transgressionsphase in Mittelbünden zur Bildung offener mariner Sedimente und bringt im Unterengadin Karbonate (als onlap) über detritische Sedimente. Dieser sedimentologische Wechsel schlägt sich im Briançonnais und in der Germanischen Trias auch in der Veränderung der Fauna nieder (vgl. Membre d'Andonces in der Fm. de Saint-Triphon, BAUD 1984; Unterer Teil des oberen Muschelkalkes, SCHRÖDER 1982).

Neben dem globalen Anstieg des Meeresspiegels können regressive Phasen beobachtet werden (vgl. Fig. 67 und 68, BRANDNER 1984, p.443).

Préalpes médianes

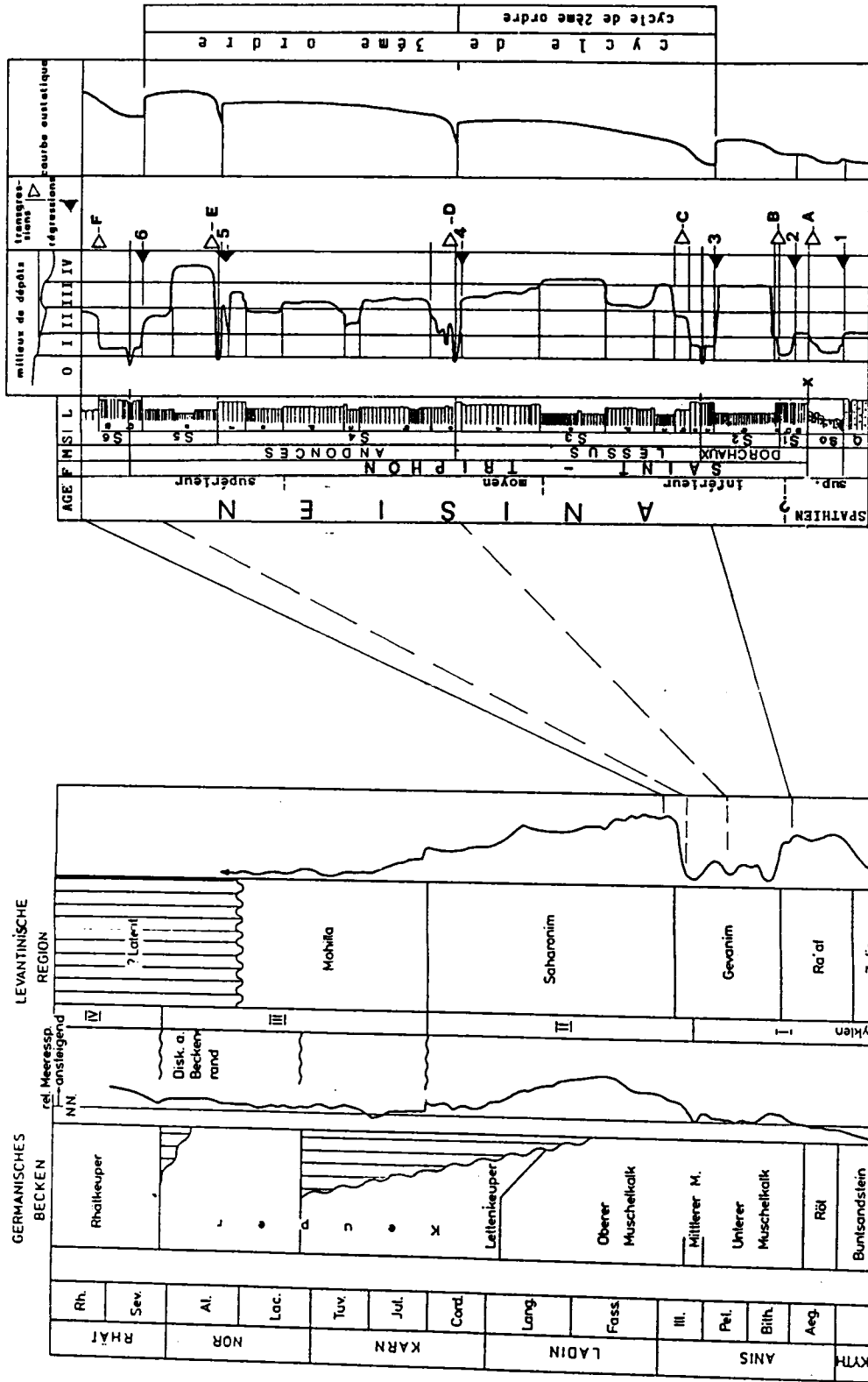


Abb. 3: Sedimentationsabfolgen und relative Meeresspiegelkurven des epikontinentalen Raumes. Stratigraphie und Interpretation basieren auf Arbeiten von DRUCKMAN (1974), teilweise KOZUP (1980), SCHROEDER (1982), SCHWANZ (1970), WUNSTER (1965) und ZIEGLER (1982).

stratigraphie, courbe d'évolution des milieux de dépôts, phases transgressives (A-F) et régressives (1-6) de la Formation de Saint-Triphon, et proposition d'une courbe eustatique pour l'Anisien.

Fig. 67. Darstellung von Transgressions- Regressions-Phasen in BRANDNER (1984, p.441) und BAUD (1984, p. 178)

Der markante Sedimentationsumschwung in den westlichen Dolomiten (Basis der Buchensteiner-Schichten und Entwicklung grosser, riffgesäumter Plattformen) und im Drauzug (Basis der Fellbachkalke und des Wettersteinkalkes) kann auch in die Nördlichen Kalkalpen hinein verfolgt werden (Reiflinger-Wende nach SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974).

In Mittelbünden kommt die basale S-charl-Fm. (Siltführende Kalke und Dolomite) über ganz verschiedene Lithologien zu liegen. Die Obergrenze des Trochitendolomites kann durch plattige Dolomite, massige, grobkörnige Dolomite oder Kalke mit Chert-Knollen gebildet werden (vgl. Kap. Trochitendolomit). Das Muster dieser Faziesverteilung wird durch die neue Fazieszonierung der S-charl-Basis diskordant überlagert. Im W der Ducankette, in der Urmina/Chavagl-Schuppe sowie am Lenzerhorn ist eine Rauhwanne ausgebildet. Im Osten der Ducankette und in den Zügen bilden wenige Meter plattiger, heller Dolomite die S-charl-Basis.

In grossen Teilen der Unterengadiner Dolomiten (besonders im Westen und ev. auch in Teilen des Unterostalpins) beginnt die eigentliche karbonatische Sedimentation erst mit der S-charl-Fm. Zwischen den Trochitendolomiten und der S-charl-Fm. liegt ein tiefgreifender Wechsel des Sedimentationsraumes.

Man ist versucht, die Auflösung nach "Ereignissen" noch weiter zu treiben. Die Sande an der Basis der Knollenkalke im Drauzug (BECHSTÄDT et al. 1976) könnten über die Arkosesande des Jaggl (Cima Termine, RICHTER 1967) in die Sande an der Basis des Brachiopodenkalk-Mb. im Ducan verfolgt werden. Damit liesse sich in den Préalpes médianes allenfalls die Emersionsphase in der Fm. de Saint-Triphon (Basis des Mb. d'Andonces, BAUD 1984) vergleichen (Fig. 67).

Die Frage, was hier korreliert wird, ist nicht erschöpfend zu beantworten. Ein globaler Anstieg des Meeresspiegels überlagert sich mit lokaltektonischen Bewegungen, verschiedenen Subsidenzraten und einer stark wechselnden Produktivität, welche nicht zuletzt vom Klima abhängig ist. Die tektonischen Einflüsse nehmen von W nach E zu (BRANDNER 1984). Besonders in den Dolomiten finden im Anis Deformationen statt, deren Ursache umstritten ist (CASTELLARIN & ROSSI 1984, FARABEGOLI & VIEL 1981). Die Karbonatplattformen der Dolomiten zeigen individuelle Subsidenz-Geschichten. Die grosszügige Korrelation von zyklischen Abfolgen kann vermutlich nur dank der ungenauen Datierung aufrecht erhalten werden.

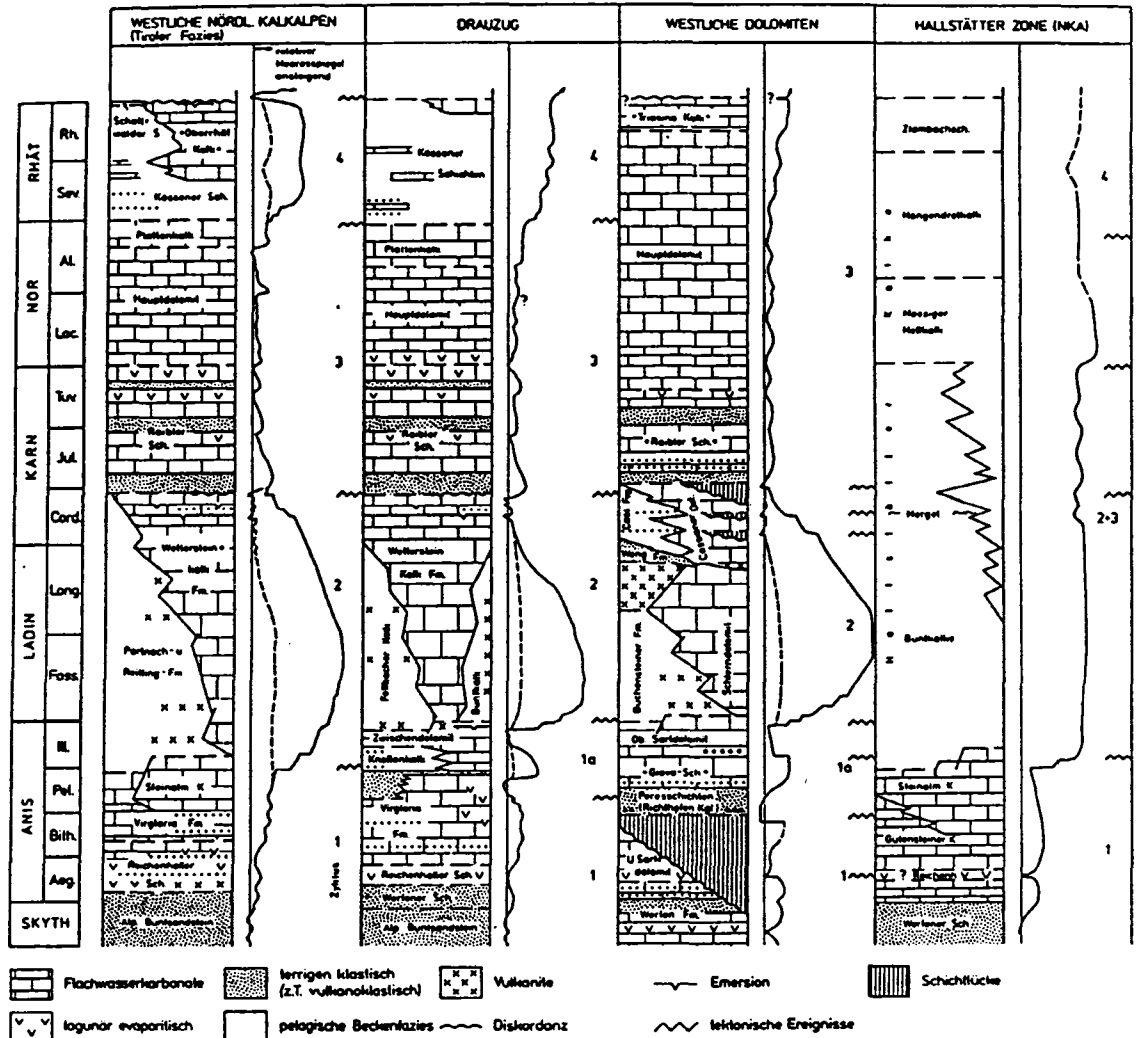
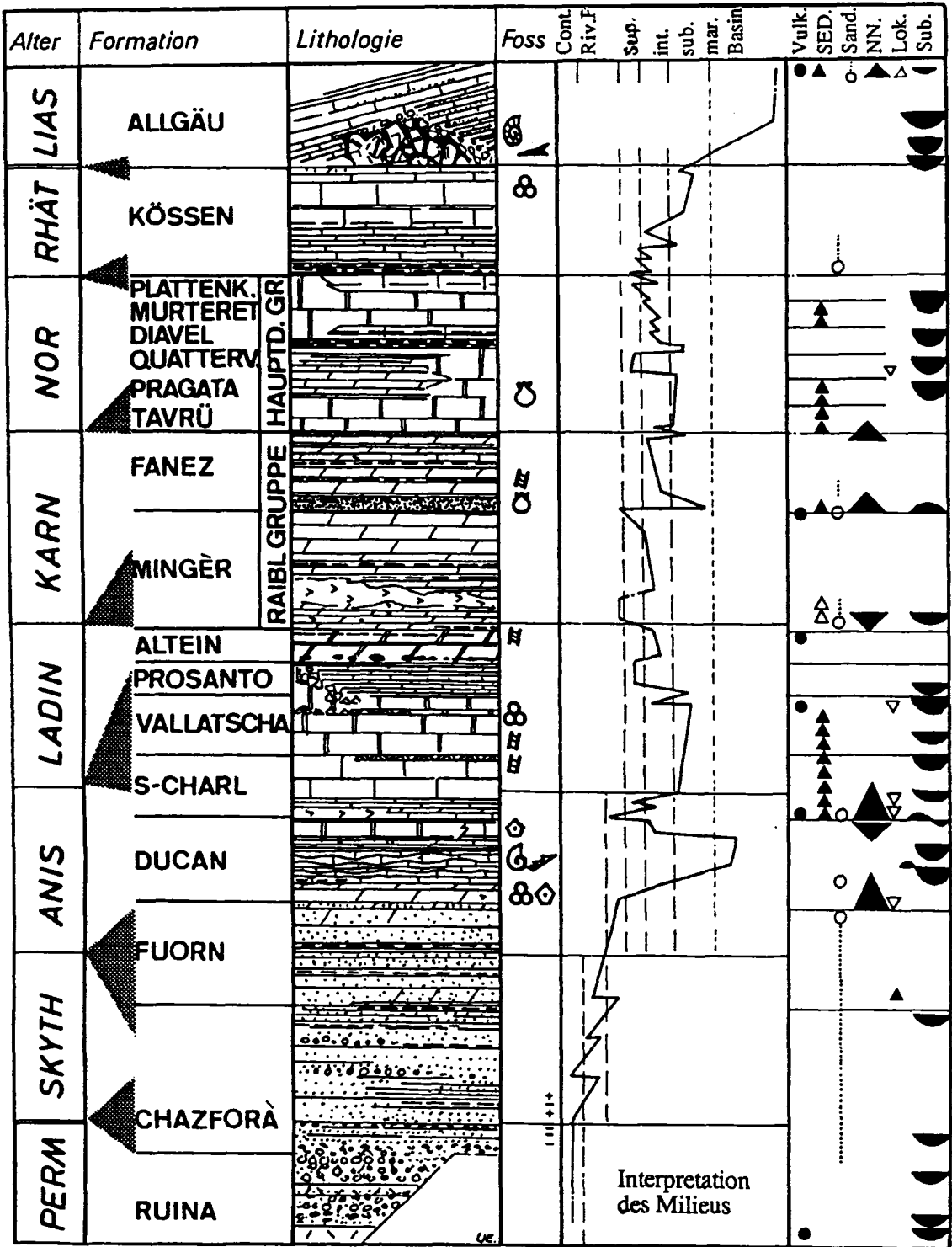


Abb. 4: Stratigraphie und relative Meeresspiegelkurven mit Zyklengliederung in typischen Ablagerungsräumen der alpin-mediterranen Trias. Stratigraphie wenig verändert nach BECHSTÄDT et al. (1978), BRANDNER & MOSTLER (1982), BRUSCA et al. (1981), KRZYSTYN (1974), NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982), SCHÄFER et al. (1976), FRUTH & SCHERREIKS (1982), TOLLMANN (1976); die relative Meeresspiegelkurve der Hallstätter Zone fußt auf den faunistisch begründeten bathymetrischen Angaben von MOSTLER (1978).

Fig. 68. Aus BRANDNER (1984, p. 443)

Die Profile der alpinen Trias zeigen alle einen deutlichen oberanisich-ladinischen Anstieg des Meeresspiegels.

Fig. 69. Schematische Darstellung der zentralostalpinen Trias.



Legende:

Cont. : konitnental

Riv. : Riverplain

sup. : Supratidal

int. : Intertidal

sub. : Supratidal

mar. Basin : offenmarine Verhältnisse

Vulk. : Vulkanite

SED. : Hohe Sedimentationsrate

Sand. : terrigener Detritus

N.N. : Meeresspiegelschwankung

Lok. : lokale Absenkung des Meeresspiegels

SUB : Subsidenz

5. Vergleiche triadischer Sedimentationsräume

Das Subsidenzmuster der Mitteltrias des "Briançonnais" (BAUD 1984 p.195) tritt als "Staffel von Halbgraben" in Erscheinung. Die stärkere Subsidenz liegt auf der Seite gegen SE hin.

In welcher Form und ob in Mittelbünden und im Unterengadin die Variskischen Strukturen (ZIEGLER 1982, DE ZANCHE et al. 1981, FARABEGOLI & VIEL 1981) sich überhaupt bis ins Cordevol durchprägen, kann in nicht stichhaltig belegt werden.

Die Trogschultern, welche die Ablagerungen der Ruina-Fm. begrenzen, scheinen bis in die Zeit der Oberen Chazforà-Fm. aktiv bewegt worden zu sein.

Im Zuge der Transgression, welche generell von E nach W fortschreitet (BECHSTÄDT 1976), kann im Bündnerischen Ostalpin erst ab dem Pelson ein Subsidenzmuster beobachtet werden, welches zu Beckenbildungen führt. Dieser Charakter dauert mindestens bis in die Trinodosus-Zone an und wird überlagert von einer weiteren Transgressionsphase (oberanisischer "Meeresspiegel-Anstieg" nach BRANDNER 1984)

Vergleichen wir die Trias-Sedimente Mittelbündens mit den Triasgebieten der Unterengadiner Dolomiten, der Nördlichen Kalkalpen und der Südalpen, so fallen folgende Affinitäten auf:

Skyth bis Anis:

In den Werfener Schichten der Südalpen sowie in jenen der Nördlichen Kalkalpen sind verschiedene Ereignisse regional verfolgbar. Aus fluviatilem Milieu heraus entwickeln sich Sebkha-artige Küstenpfannen, die grossräumig korrelierbar sind (BRANDNER 1984).

Skyth-Fossilien konnten bis heute weder in Mittelbünden noch in den Engadiner Dolomiten gefunden werden. So bleibt die Korrelation lithologischer Zyklen über weitere Gebiete fragwürdig.

Sedimente des Anis:

Die besten Aufschlüsse der Gracilis-Schichten finden sich in der Valle di Crune, NW von Recoaro (I).

Die Äquivalente aus Mittelbünden enthalten, direkt über der Fuorn-Fm. liegend, nur vereinzelt Crinoiden, sind aber mit *Glomospira densa* PANTIC und *Dadocrinus gracilis* BUCH sicher ins untere bis mittlere Anisian zu stellen. Der Ausbildung in Mittelbünden stehen die "Unteranis-Dolomite" des Jaggl (Cima Termine) mit *Anisoporella* sp. am nächsten.

Das sandig ausgebildete Anis des Drauzugsund der "Zwischendolomit", welcher von seiner Stellung her dem Trochitendolomit Mittelbündens entsprechen könnte, wurde auch mit dem westlichen Ende der Nördlichen Kalkalpen verglichen, nicht zuletzt wegen der beiderorts ausgeprägten Vererzungen.

Karbonatisches Anis findet sich in den Engadiner Dolomiten hauptsächlich im NE (Val S-charl, Schlinig). In Mittelbünden nimmt die Mächtigkeit und auch der marine Charakter nach W leicht ab.

Die südalpine Mitteltrias zeigt faziell stark unterschiedliche Ausbildungen. Einzelne Lithologien können sehr ähnlich wie in Mittelbünden ausgebildet sein.

Grösste Ähnlichkeit treffen wir in den südlichen Bergamaskeralpen mit sandigen Angolo-Kalken und der charakteristischen Brachiopoden-Bank (*Coenothyris vulgaris*, *Tetractinella trigonella*, *Decurtella decurtata*) an der Basis der Prezzo-Kalke, welche mit der Fazies der mittleren Ducan-Fm. verglichen werden können. Die Prezzokalke werden aber durch Buchensteiner Schichten mit einer reichen Ammoniten-Fauna überlagert

(BRACK 1985, Fig.13; BRACK & RIEBER 1986).

In Mittelbünden folgen über Schichten, die eindeutig in die *Trinodosus*-Zone zu stellen sind (*Flexoptychites* sp. *Ceratites* sp.? *Neogondolella cornuta* u.a. OUWEHAND 1983) regressive Verhältnisse (Barre des Trochitendolomites).

Die Gruppe der Pragser Schichten in den Dolomiten (BECHSTÄDT & BRANDNER 1978) umfasst siltreiche, flachmarine, anisische Karbonate und Beckensedimente, welche stark durch unterschiedliche Subsidenz und Detrituszufuhr charakterisiert sind. Die Verbreitung des Richthofenkonglomerates (Montenegrinische Phase nach BRANDNER 1984) und der anisischen Sande im Westen (Braies-Gruppe, Recoaro-Phase nach DE ZANCHE & FARABEGOLI 1982) deuten auf eine anisische Tektonik hin.

Die Nördlichen Kalkalpen zeigen dagegen kaum Spuren synsedimentärer Tektonik. Detritisch beeinflusstes Anis kann in der Krabachjoch-Schuppe in Westen beobachtet werden.

Die Reiflingerkalke und der Arlberg-Kalk sind frei von Sanden. Die Emersionsphase im oberen Anis ist nicht belegt. Die oberanisisch- unterladinische Transgression, welche durch die "Reiflinger-Wende" eingeleitet wird (Fig. 68) äussert sich im Feld als eher bescheidener lithologischer Wechsel an der Basis der Hornsteinlagen über den Reiflinger-Bankkalken (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974).

Die Enkrinitenbank (mit *Tetractinella trigonella* SCHLOTH.) an der Basis der Reiflingerkalke wurde verschiedentlich zur Korrelation zwischen den Nördlichen Kalkalpen, dem Drauzug sowie der Germanischen Trias beigezogen (TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. 1967).

Im Niveau der Reiflingerkalke zeigen sich Ähnlichkeiten zu den Bergamaskeralpen (Prezzokalk und basale Buchensteiner Schichten), indem in beiden Profilen über der basalen Brachiopoden und Enkriniten-Bank, unter dem ersten Auftreten von *Daonella* sp., in knolliger Fazies Tuffite folgen (BRACK 1984, KOBEL 1969).

In den Engadiner Dolomiten fehlt eine entsprechende Abfolge. In Mittelbünden und im Unterengadin fehlen anisische Plattformkalke oder -Dolomite (Typ Sarl, Steinalm). Ebenso fehlt eine starke anisische Tektonik (kein Richthofen-Konglomerat).

Sedimente des Oberen Anis und Ladin:

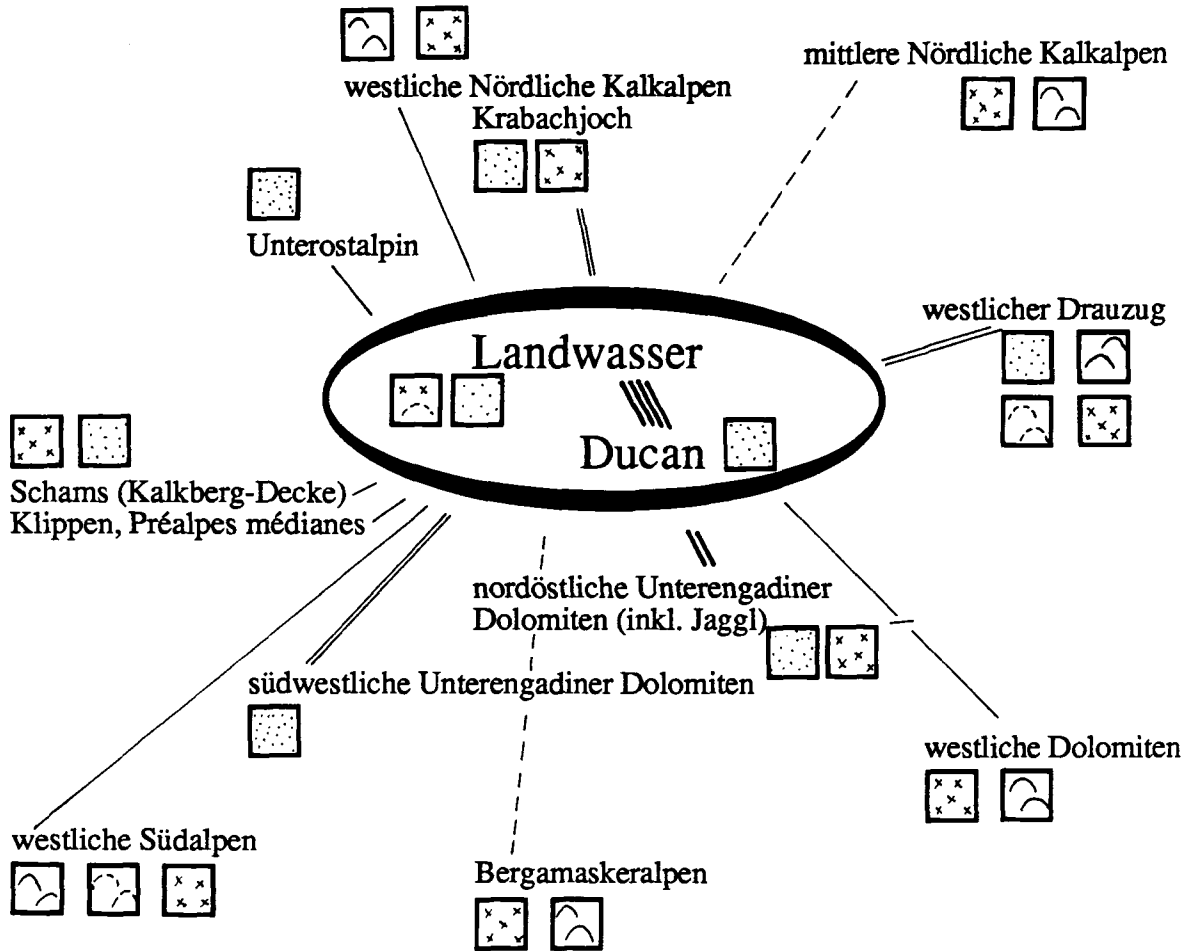
Die Emersionsphase der Ravais-ch-Rauhwaacke in Mittelbünden kann gut mit dem Profil am Jaggl (Vivani-Bach) korreliert werden. Auch die überlagernden Messerstich-Dolomite und sterilen Kalkschiefer (RICHTER 1974) sind der S-charl-Fm. in Mittelbünden sehr ähnlich. Gegen W hin versandet die S-charl-Fm. der Engadiner Dolomiten zunehmend (Era, Buffalora).

Partnachkalke und Schiefer, wie sie in den westlichen Nördlichen Kalkalpen angetroffen werden, fehlen in Mittelbünden und in den Engadiner Dolomiten gänzlich. Ebenso fehlen Anzeichen für "Riffbildungen" (Ausnahme bildet der Trochtiendolomit im E Mittelbündens). Die ladinische Tektonik ("Labinische Phase" BRANDNER, "Alt-Kimmerische Phase" in SENGÖR 1984), wie sie in den Dolomiten beobachtet werden kann, wird z.T. mit Riffvorstossphasen in den Nördlichen Kalkalpen und mit Vertikalbewegungen im Drauzug korreliert.


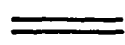
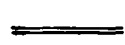


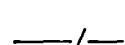
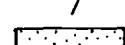
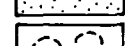
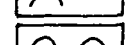
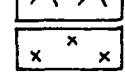
In Mittelbünden kann keine aktive Mitteltrias-Tektonik beobachtet werden. Als schwache Anzeichen können allenfalls die schichtparallelen Brekzienkörper interpretiert werden. Die Verbreitung und Ausbildung der karbonatischen Formationen in den Engadiner Dolomiten (Vallatscha-Brekzien am Piz Starlex, Sande und Karst(?) in der S-charl-Fm.) deuten auf schwache Bewegungen (Aufwölbung, Kippung) hin.

Affinitäten zwischen den Nördlichen Kalkalpen und den Südalpen finden wir in der Fazies des Wettersteinkalk-Esinokalkes, welche im Oberostalpin Mittelbündens und den Engadiner

Fig. 70. Fazielle Analogien in der Mitteltrias der alpin-tektonischen Einheiten:



Legende:

-  sehr enge Verwandtschaft
-  enge Beziehung
-  auffällige Beziehung
-  gewisse Beziehungen
-  kaum, nur wenig Ähnlichkeit
-  auffällig andere Entwicklung
-  Sand-führendes Anis
-  Riffe im Anis
-  Riffe im Ladin
-  ausgeprägter ladinischer Vulkanismus

Dolomiten nicht vertreten ist. In Mittelbünden und in den Engadiner-Dolomiten fehlen Partnach-, Buchensteiner- und Wengener-Schichten. Ladinische Riffkarbonate von der Art des Arlberg-, Wetterstein-, des Esino-, Schlern- oder Marmolatakalkes fehlen ebenso. Normalmarine Fossilien sind nur wenige zu finden. Seltener als in den Südalpen und im westlichen Drauzug finden sich Vulkanite.

Folgerung:

Faziell steht die Mitteltrias der Ducankette und des Landwassertales der Nordost-Ecke der Unterengadiner Dolomiten am nächsten.

In den Nördlichen Kalkalpen findet sich am ehesten im Süd-Westen eine vergleichbare Abfolge (Fehlen der Partnach-Fm., sandiges Anis in der Krabachjoch-Schuppe).

Eine nähere Beziehung besteht zum westlichen Drauzug (Sande und Emersionsniveaus im Anis).

- Fig. 70. Rippelmarken aus der oberen Fuorn-Fm. des Hahnengrätli (Gletscherducan). Die Rippeln zeigen ein deutliches Interferenzmuster zweier dominanter Wellenfronten. (←)
- Fig. 71. Kreuzschichtung in der obersten Fuorn-Fm. bei Tuors Davants. Der mittlere Teil des Handstückes enthält eine Lage mit > 70% Dolomit.
- Fig. 72. Flatpebbles in Feinsanden der oberen Chazforà-Fm. Bergüner Furgga.
- Fig. 73. Heterogenes Konglomerat aus der Chazforà-Fm. Fahrstrasse nach der Alp Darlux.
g = Gneis , q = Quarzit , r = Rhyodazit , k = Kluftquarz
- Fig. 74. Brachiopodenbank aus der Ducan-Fm. (Brachiopodenkalk) südlich des Hochducan. Die leicht verkieselten Formen von *Tetractinella trigonella* SCHLOTH. (←) bilden autochthone und allochthone Taphocönosen.
- Fig. 75. Brachiopodenkalk bei Tuors Davants. Die diagenetischen Knollen enthalten bis zu 70% Dolomit. Einzelne Pseudomorphosen nach Coelestin? sind randlich dolomitisch, im Zentrum kalzitisch rekristallisiert (←) (vgl. Fig. 48)
- Fig. 76. und 77. *Tremadictyon* sp. aus dem Trochitendolomit-Mb. (Ducan-Fm.) der Amselflue (Landwassertal).
- Fig. 78. Flossenstachel aus der Sandbank an der Basis der Brachiopodenkalk-Mb. (Ducan-Fm.). Plattenflue.
- Fig. 79. Ceratitiden aus den oberen Brachiopodenkalk-Mb. (Ducan-Fm.). Hochducan.
- Fig. 80. Symmetrische Wellenrippeln und Flaserschichtungen in der unteren S-charl-Fm. Dunkle Silte (Quarz, Muskovit) heben sich deutlich von den Kalkareniten ab. Plattenflue (Ducan).
- Fig. 81. Kreuzschichtung und kleine Erosionskanäle (scour and fill) in Grainstones der unteren S-charl-Fm. Plattenflue (Ducan).
- Fig. 82. Karbonatische Sande (Grainstones) in mikrosparitischen S-charl-Kalken. Plattenflue (Ducan).
- Fig. 83. Bioturbation in tonhaltigen Lagen wird durch Entwässerung und Kompaktion deformiert. Plattenflue (Ducan).
- Fig. 84. Basis der S-charl-Fm. Rein karbonatische Mudstone-Komponenten sind in Sanden mit siliziklastischem Detritus eingelagert. (Jöri-Jegersch-Nase, Sertig)
- Fig. 85. Symmetrische Wellenrippeln in der unteren S-charl-Fm. Plattenflue (Ducan).
- Fig. 86. Sturmbrekzie (Tempestit) in der unteren S-charl-Fm. Plattenflue (Ducan).
- Fig. 87. Die untere S-charl-Fm. im Ostabhang der Plattenflue (Ducan) (←) bezeichnen Tops regressiver Zyklen.
- Fig. 88. Rippen eines Pachypleurosaurus, S-charl-Fm., Fund H. FURRER an der Plattenflue.
- Fig. 89. Rippe eines Nothosauriden, S-charl-Fm., am Tiaun (Fund A. BAYER 1976).

- Fig. 90. Rippe eines Nothosauriden, S-charl-Fm., Hochducan Süd.
- Fig. 91. Wirbel eines Ichthyosauriers aus dem kalkigen Trochitendolomit-Mb. am Mittagorn (Ducan).
- Fig. 92. Wirbelfortsätze von Nothosauriden, S-charl-Fm., Hochducan. Interessant sind die grossflächigen, weit ausladenden Präzygapophysen.
- Fig. 93. Rechtes Femur eines Tanystropheus, S-charl-Fm., Piz Grialetsch, Ducan.
- Fig. 94. Gastralrippe und Wirbelkörper von Nothosauriden aus der S-charl-Fm., Hochducan.
- Fig. 95. Bioturbation aus der unteren S-charl-Fm., Gletscherducan. Die stückweise erhaltenen Füllungen sind z.T. verzweigt ohne Knoten zu bilden. (←)
- Fig. 96. Teilweise dolomitisierte Bioturbierte Kalke der oberen S-charl-Fm., Eingang Ducantal.
- Fig. 97. Frühdiagenetisch gebildete Dolomite an der Obergrenze einer regressiven lithologischen Zyklus. Die Dolomitisation erfolgt entlang von Entwässerungskanälen und Haarspalten in den halb verfestigten stromatolithischen Kalken. Piz Valmela, Ducan.
- Fig. 98. *Rhizocorallium* sp. bildet ganze Bänke ("Ichnite") in der unteren S-charl-Fm. Piz Valmela, Ducan. (Durchmesser des Hammerstiels: 2,7cm)
- Fig. 99. Weissspatbrekzie aus der unteren Vallatscha-Fm. am Tiaun-Grat (Landwasserkette). Die einzelnen Komponenten bestehen z.T. aus matrixreichen Internbrekzien. (←) Der dolomitische Weissspat lagert sich in mehreren Phasen um die Komponenten.
- Fig. 100. Weissspatbrekzie der unteren Vallatscha-Fm. (Tiaunbrekzie) vom südlichen Tiaun-Grat. Die Komponenten liegen z.T. in einer Grundmasse, welche mikritischen Dolomitschlick führt. Der Weissspat-Zement tritt stellenweise in Geopetalgefügen auf.
- Fig. 101. Tonreiche Flatpebbles in einer arenitischen Dolomitgrundmasse. Lokal in der oberen S-charl-Fm. der Plattenflue und am Hochducan. Die tonreichen Komponenten werden als Relikte eines Verwitterungsbodens zusammenschwemmt.
- Fig. 102. Schichtparallele Weissspat-Zement-Bildung in der unteren Vallatscha-Fm., Mittagorn (Ducan).
- Fig. 103. Convolute bedding aus der mittleren Prosanto-Fm., Männli, Sertigtal. Die hellen Lagen enthalten 40%-70% Dolomit, die dunklen < 5%.
- Fig. 104. Schichtparallele Weissspat-Kristallisation in der unteren Prosanto-Fm., Stulsertal (Ducan). (vgl. Kap Isotopen)
- Fig. 105. Schichtparallele Weissspat-Kristallisation in der Vallatscha-Fm. am Gletscherducan. (vgl. Kap. Isotopen und Fig. 62, Handstück S22)
- Fig. 106. Involutinide Foraminiferen aus der oberen Vallatscha-Fm., Alp Nova, Landwassertal.

- Fig. 107. Pseudomorphosen nach Anhydrit-Knollen. Die dolomitischen Knollen sind randlich verkieselt. Vallatscha-Fm., Tiaun-Grat, Landwasserkette.
- Fig. 108. Pseudomorphosen nach Anhydrit-Knollen. Die dolomitischen Knollen sind randlich verkieselt. Altein-Fm., hinteres Ducantal.
- Fig. 109. Pseudomorphosen nach Gipskristallen (z.T. Coelestin?) aus der unteren S-charl-Fm., Hochducan Süd.
- Fig. 110. Pseudomorphosen nach Gips (g →) und Coelestin (c →) in der untersten Prosanto-Fm., Piz Prosonch, Ducan.
- Fig. 111. Pseudomorphosen nach Gips (a+b) und Coelestin (a) in der Vallatscha-Fm., am Tiaun-Grat, Landwasserkette.
c): Prosanto-Fm. am Piz Prosonch, Ducan.
- Fig. 112. Grainstone aus der oberen Ducan-Fm. des Piz Cristannas, Engadiner Dolomiten.
- Fig. 113. Grainstone mit hohem Porenvolumen. Hundezahn-Zemente (←) säumen die mikritisch umkrusteten Komponenten. Unteres Brachiopodenkalk-Mb. (Ducan-Fm.), Plattenflue, Ducan.
- Fig. 114. Grainstone mit verschiedenen coated grains aus der unteren Trochitendolomit-Mb. (kalkige Fazies) an der Schrätta, Sertigtal.
- Fig. 115. Grainstone mit Crinoiden, Lamellibranchiata und anderen Bioklasten aus dem Gracilis-Mb. (Ducan-Fm.) am Piz Gulota (Ducan).
- Fig. 116. Doppelte "Muddrapes" in dolomitisch verkristallisierten Wackestone. Prosanto-Fm., Piz Prosonch, Ducan.
- Fig. 117. Grainstone aus der unteren Prosanto-Fm. am Piz Prosonch, Ducan.
- Fig. 118. Dascycladaceen aus der Prosanto-Fm., Eingangs Ducantal.
- Fig. 119. *Physoporella leptotheca* KOCHANSKY aus der unteren Prosanto-Fm., Piz Prosonch, Ducan.
- Fig. 120. Dascycladaceen (*Diplopora annulata* SCHAFFH.) aus der Vallatscha-Fm. des Lenzerhornes.
- Fig. 121. Diploporendolomit aus der Vallatscha-Fm., Steintäli, Stulsertal, Ducan.
- Fig. 122. *Semionotus* sp. aus dem oberen Teil der Prosanto-Fm., Hochducan.
- Fig. 123. *Semionotus* sp. aus dem oberen Teil der Prosanto-Fm., Zügenschlucht.
- Fig. 124. *Habroichthys minimus* BROUGH (Nr. 3,4,5). *Habroichthys* sp. nov. (Nr. 6).
Funde aus der Prosanto-Fm. des oberen Ducantales.
- Fig. 125. *Saurichthys* sp. Abgebrochene Schnauze aus dem oberen Teil der Prosanto-Fm. Nord-Abfall des Hochducan.
- Fig. 126. *Decurtella decurtata* GYR und *Myophoria* sp. aus der Prosanto-Fm der Zügenschlucht.

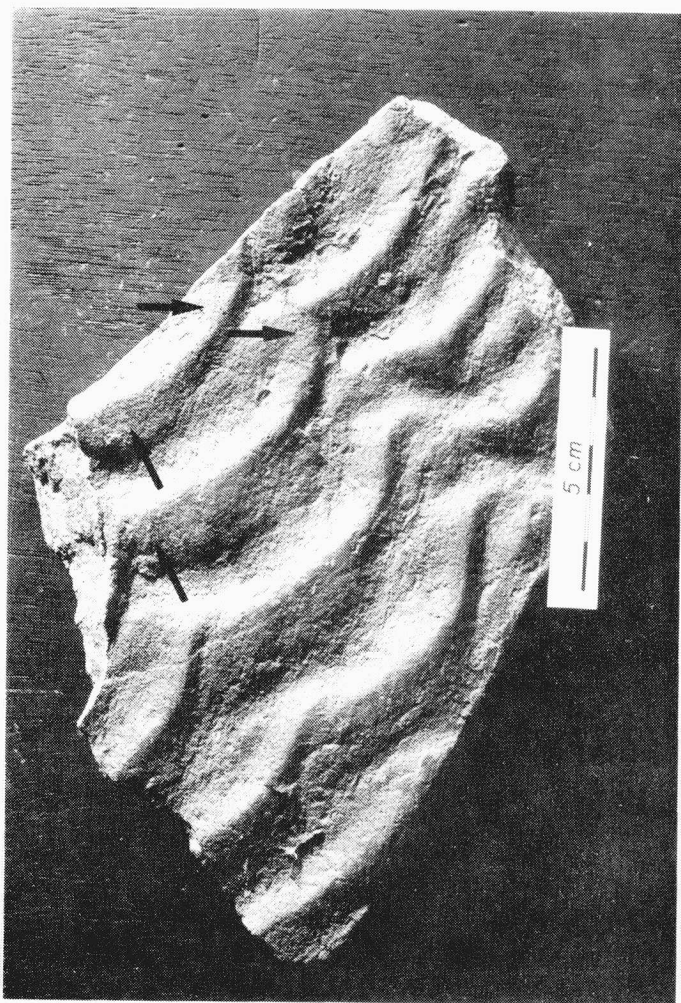


Fig. 70.



Fig. 71.

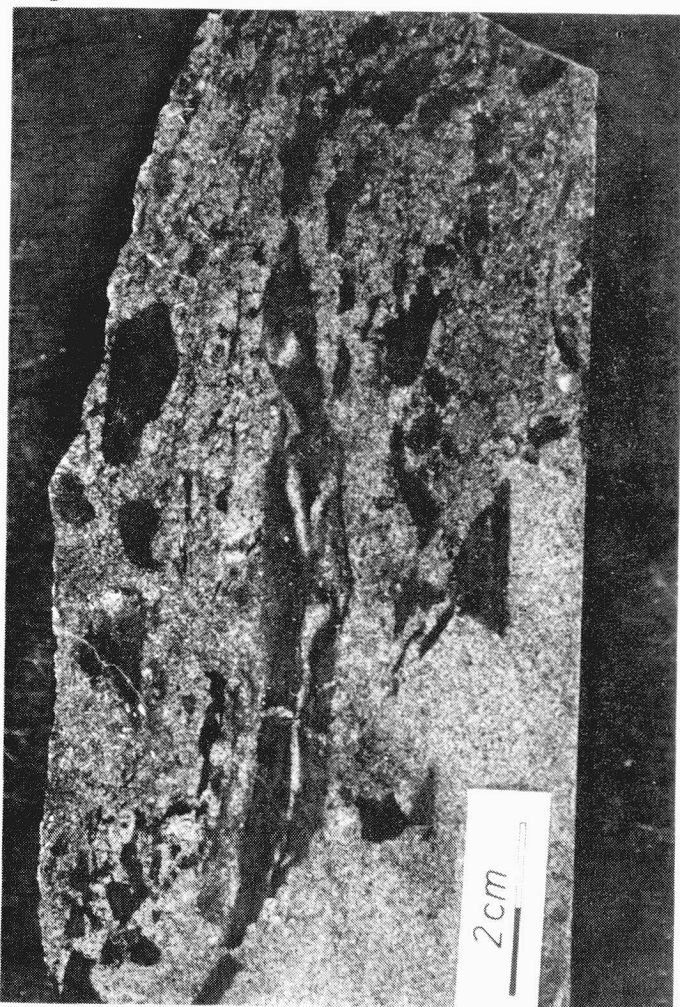


Fig. 72.

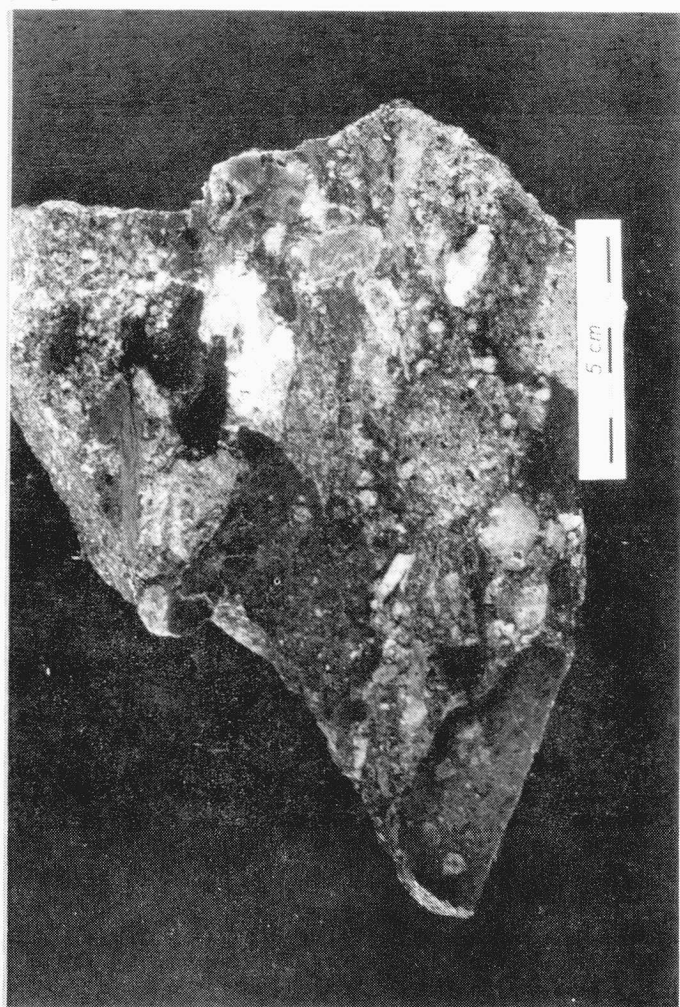


Fig. 73.

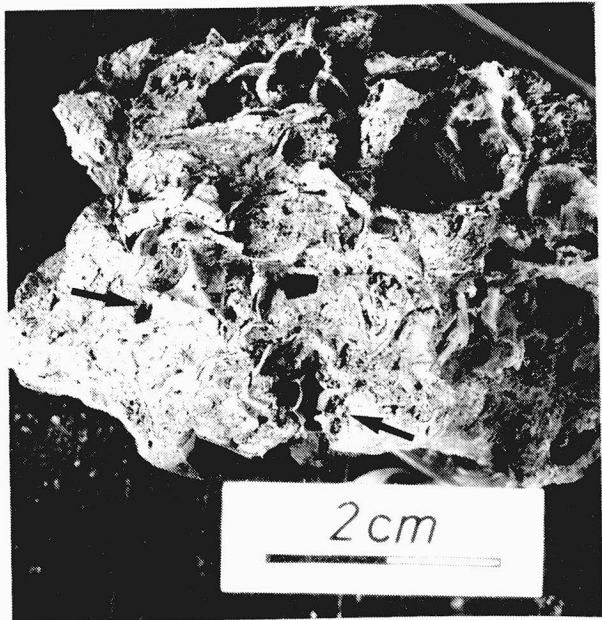


Fig. 74.

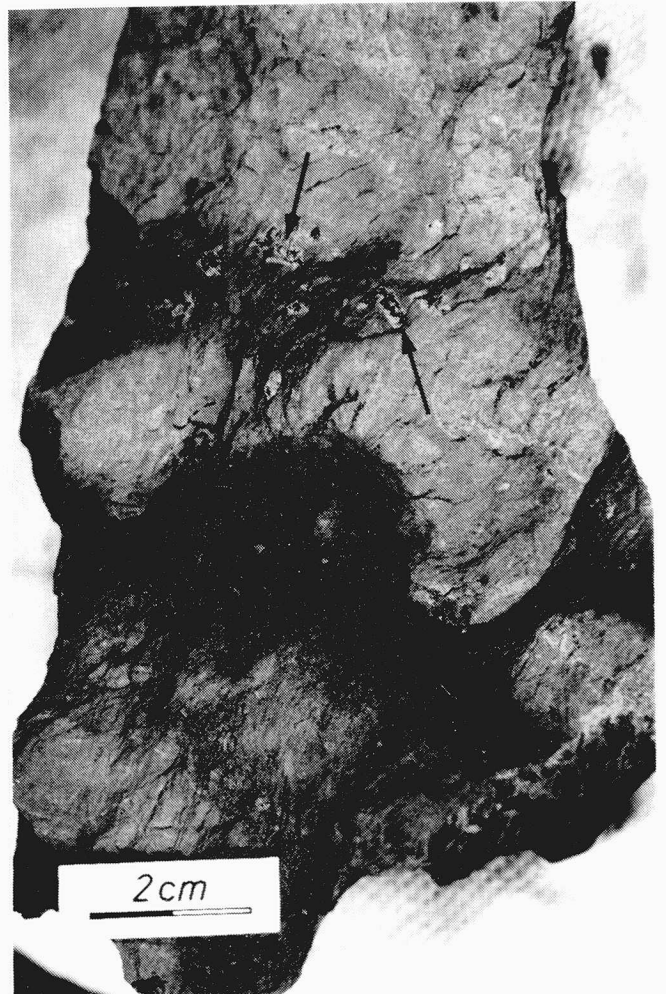


Fig. 75.

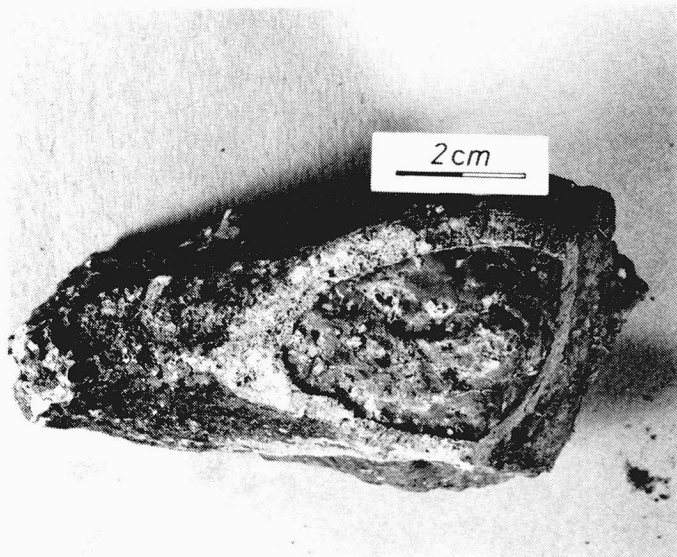


Fig. 76.

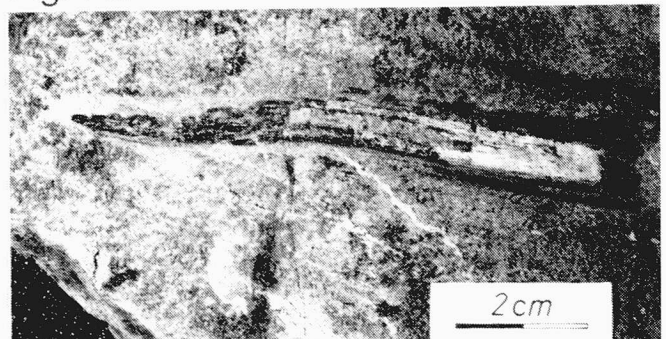


Fig. 78.

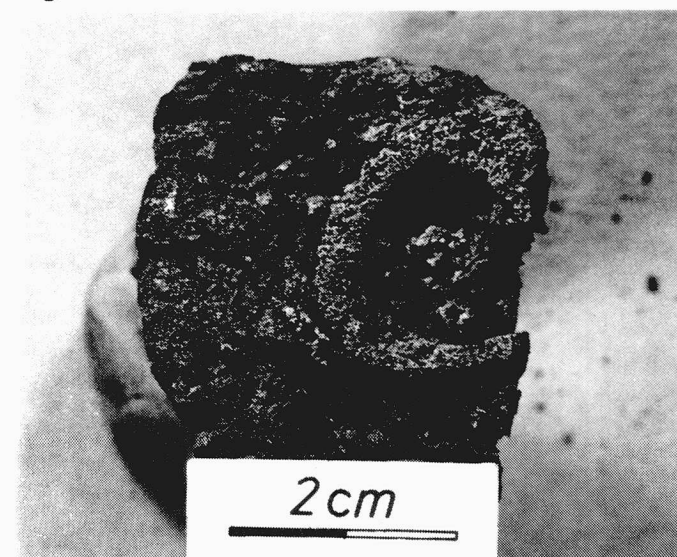


Fig. 77.

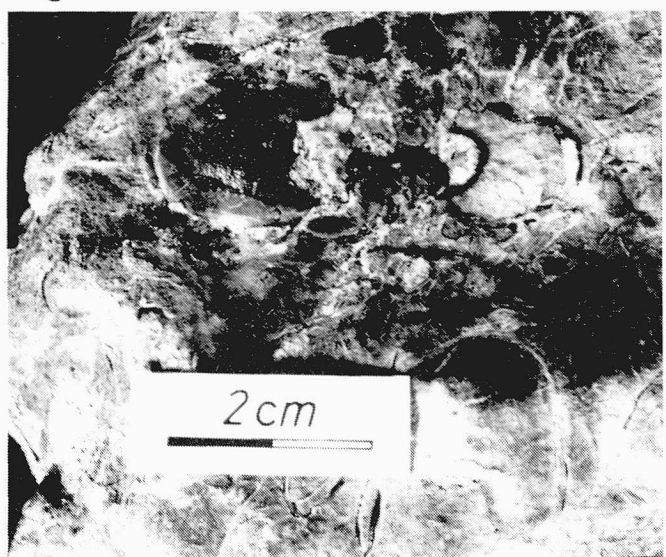


Fig. 79.

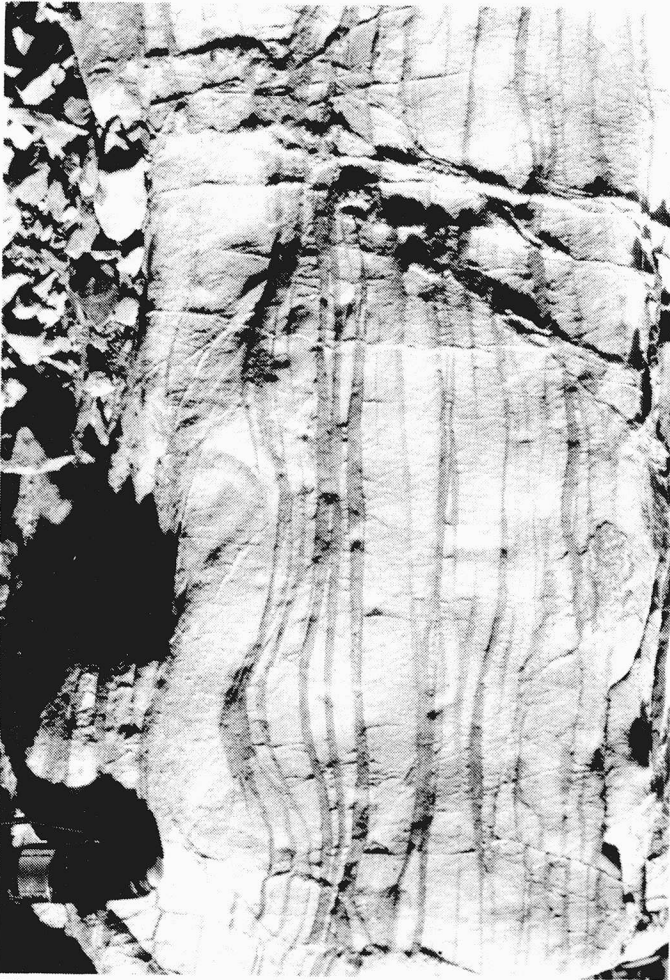


Fig. 80.

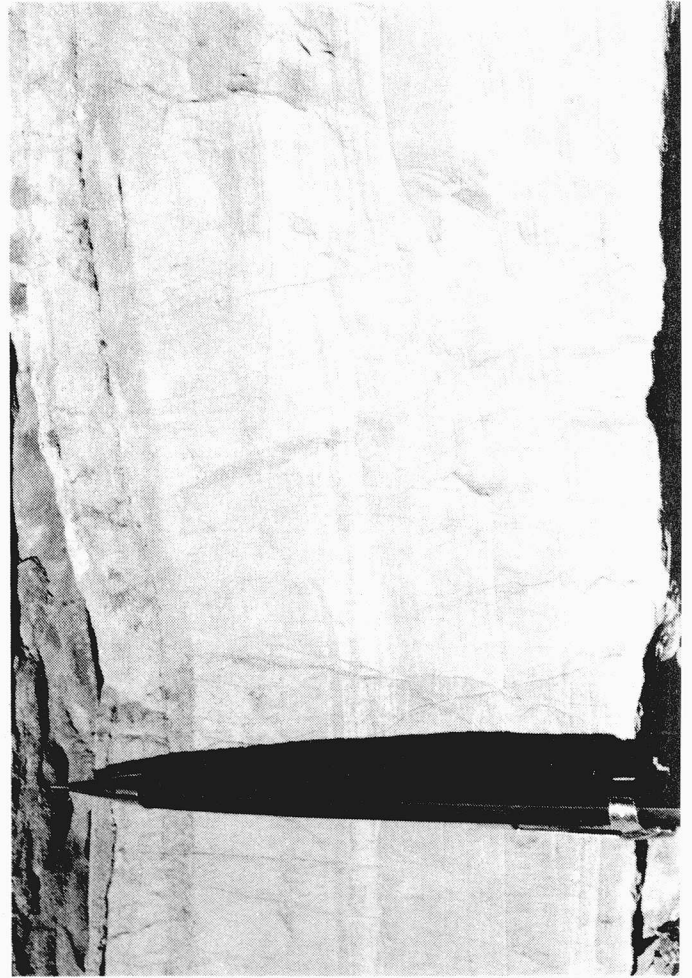


Fig. 81.



Fig. 82.

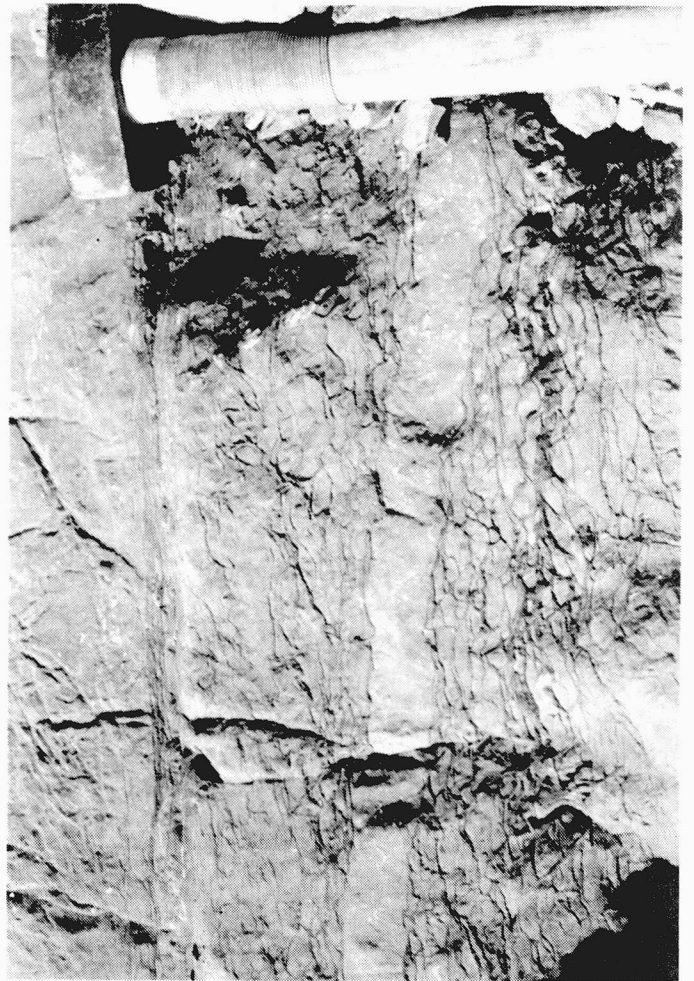


Fig. 83.

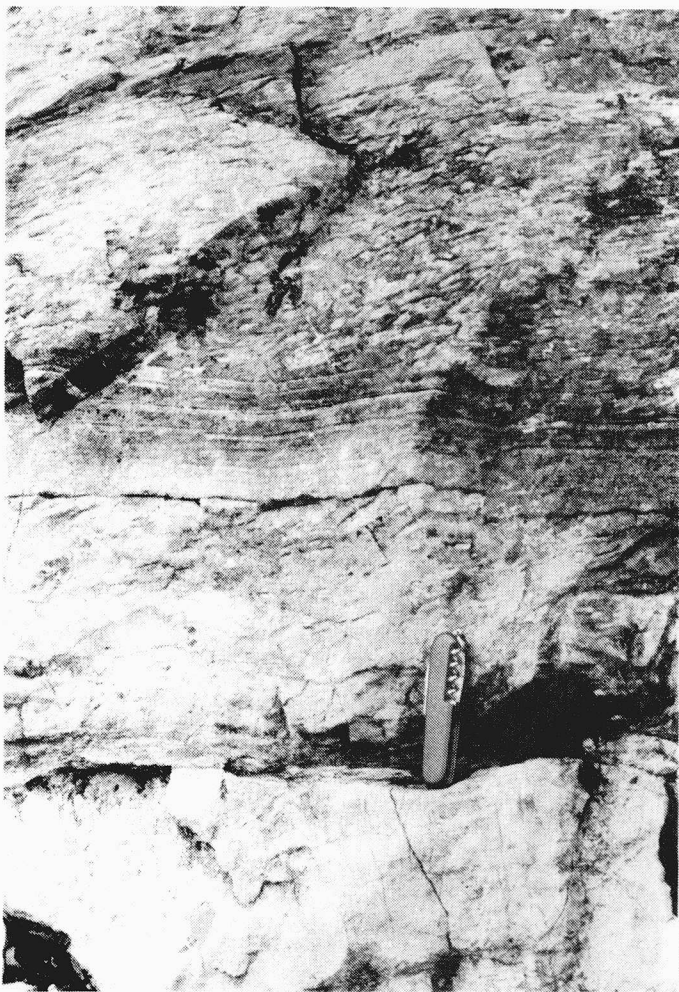


Fig. 84.

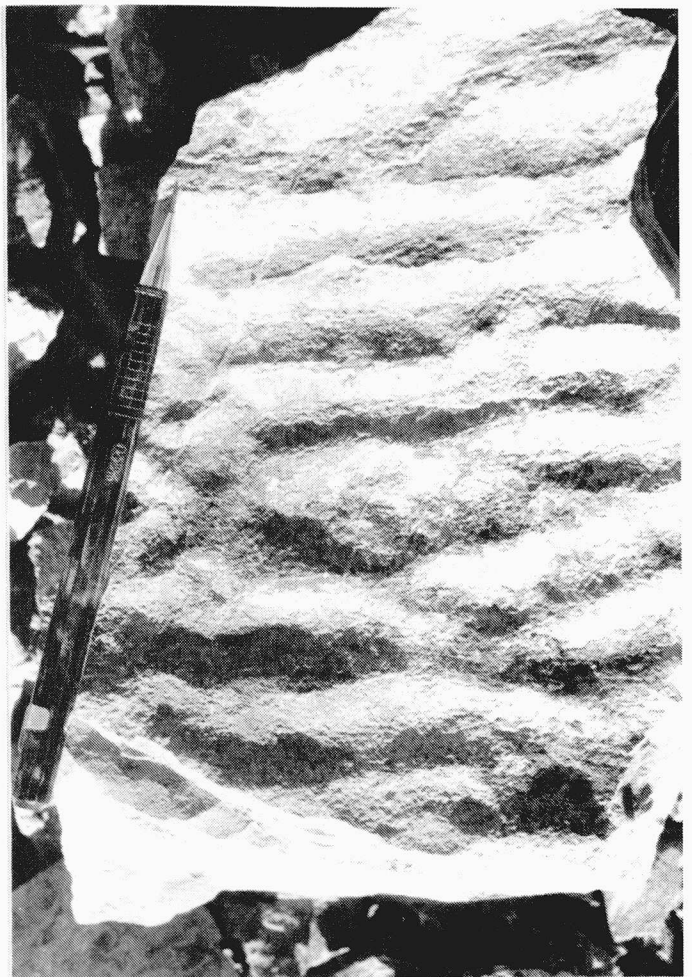


Fig. 85.



Fig. 86.

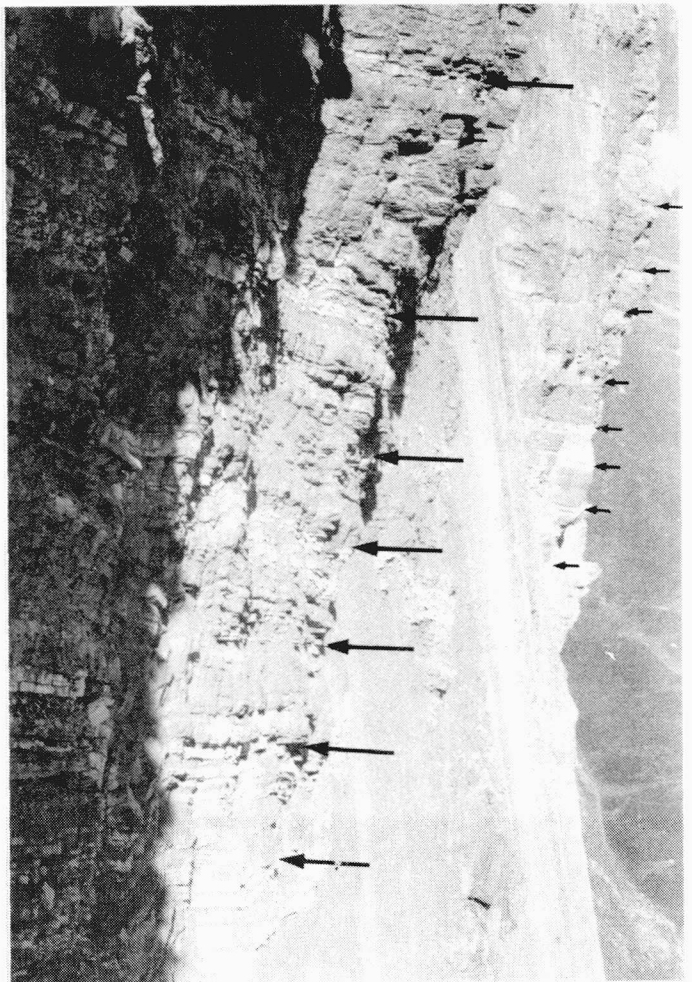


Fig. 87.

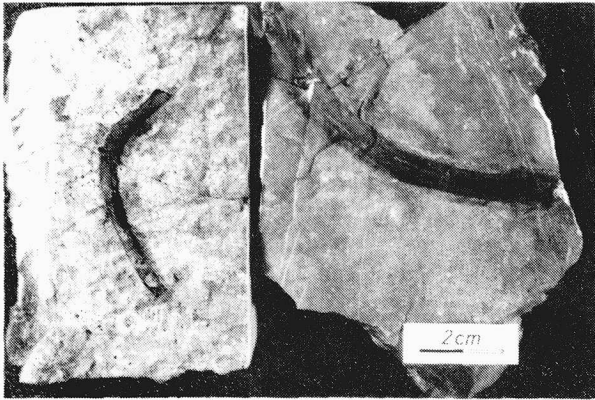


Fig. 88.

Fig. 89.

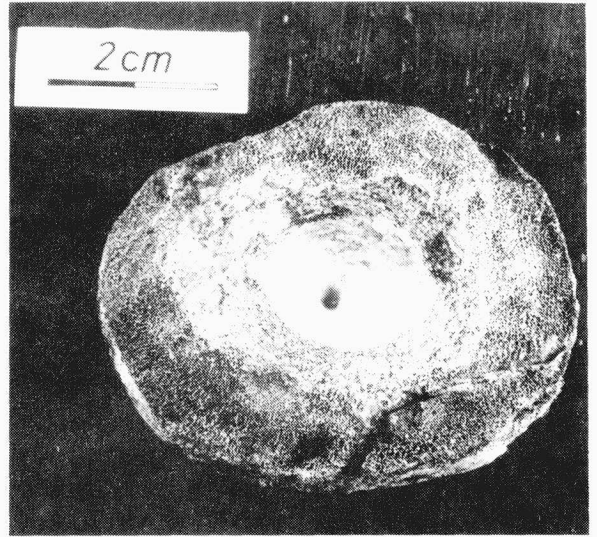


Fig. 91.

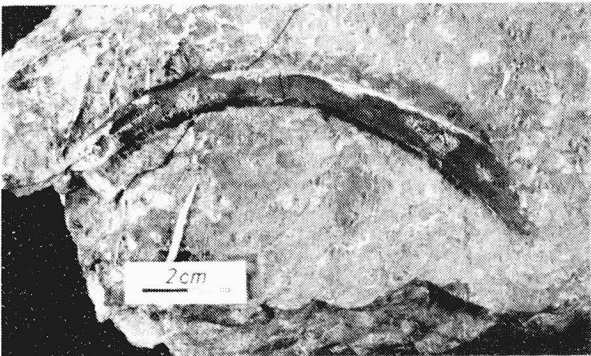


Fig. 90.

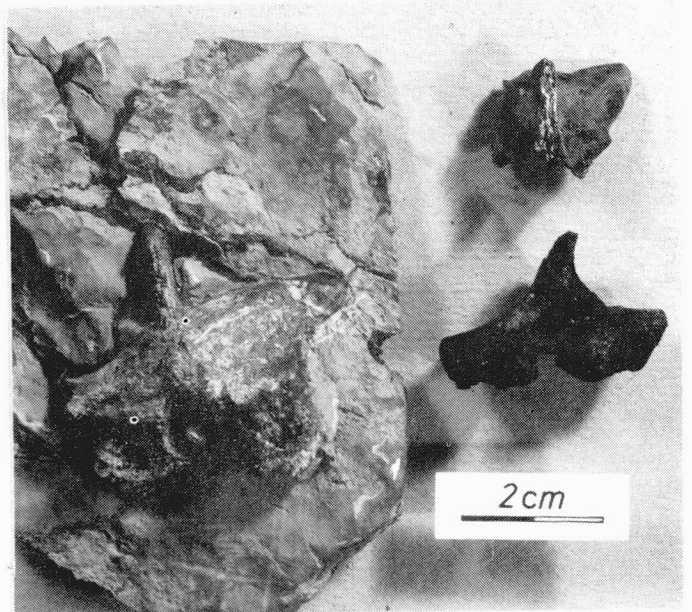


Fig. 92.



Fig. 93.



Fig. 94.



Fig. 95.

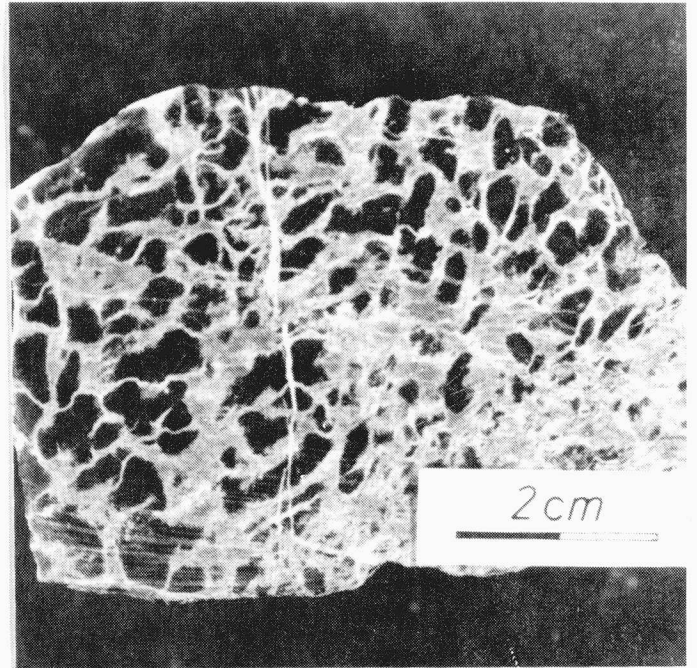


Fig. 96.

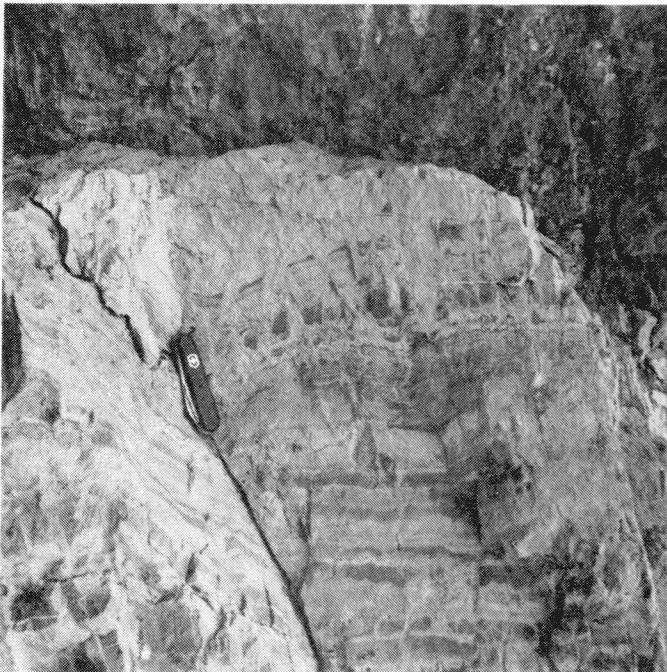


Fig. 97.

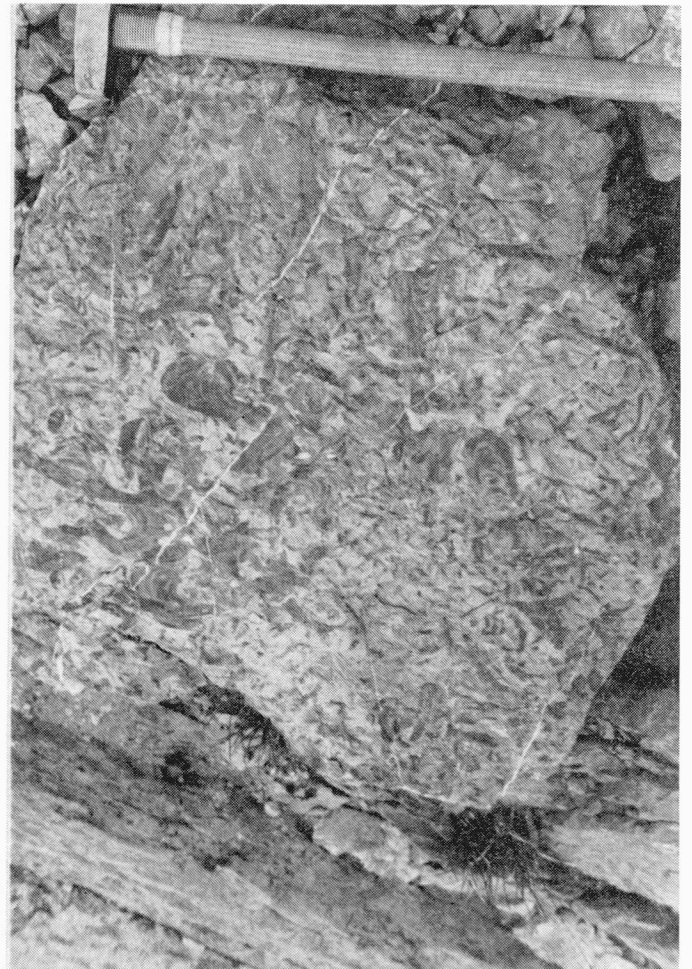


Fig. 98.

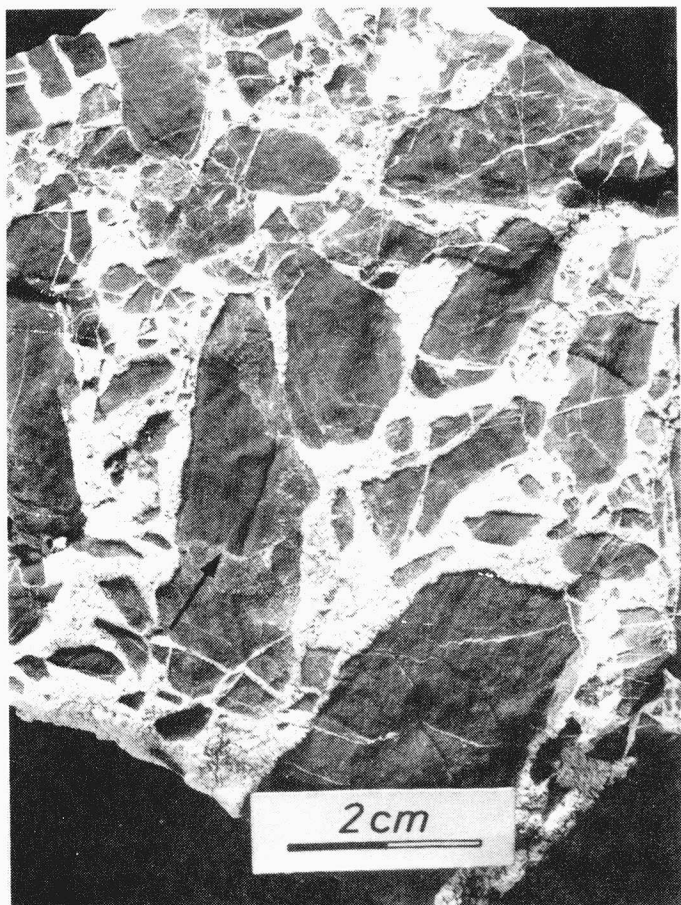


Fig. 99.

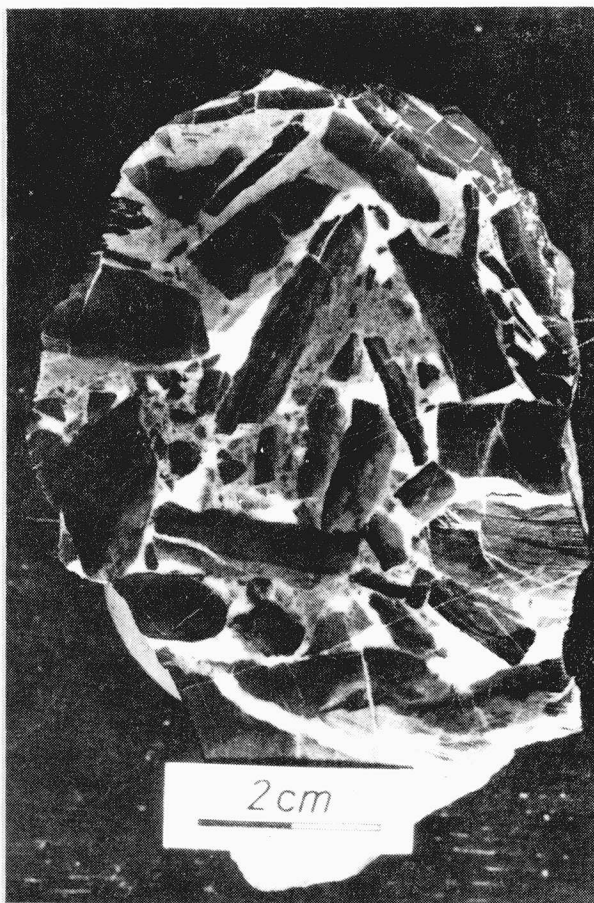


Fig. 100.



Fig. 101.

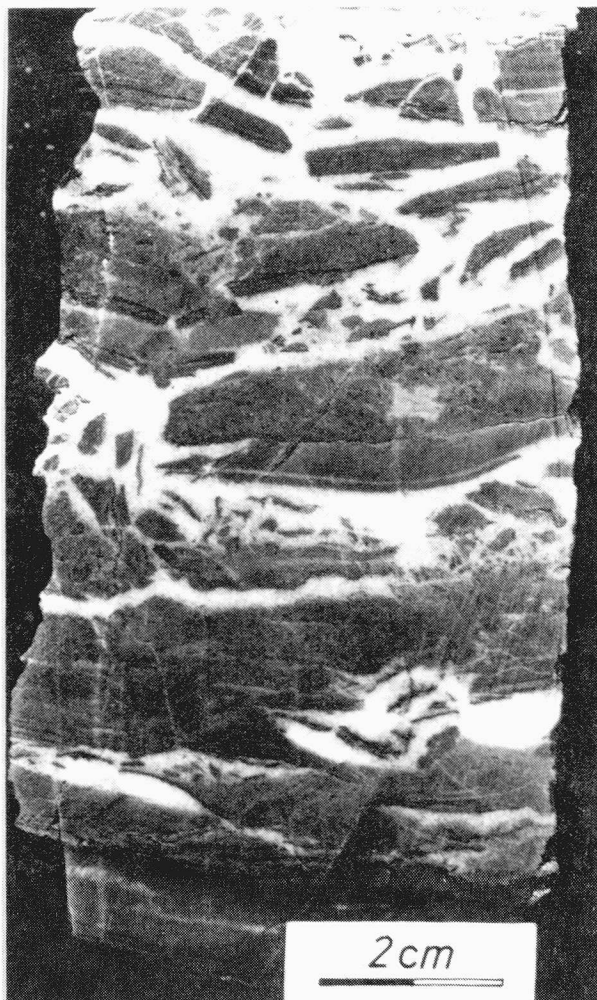


Fig. 102.

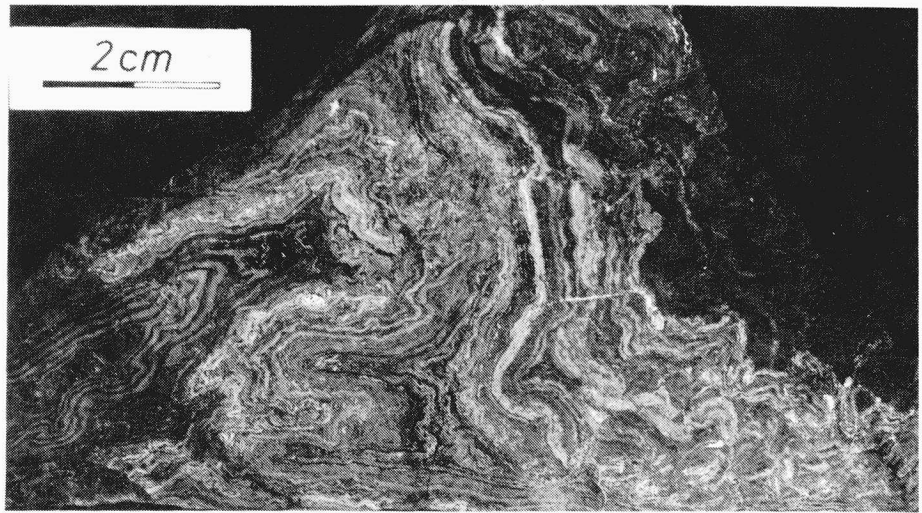


Fig. 103.

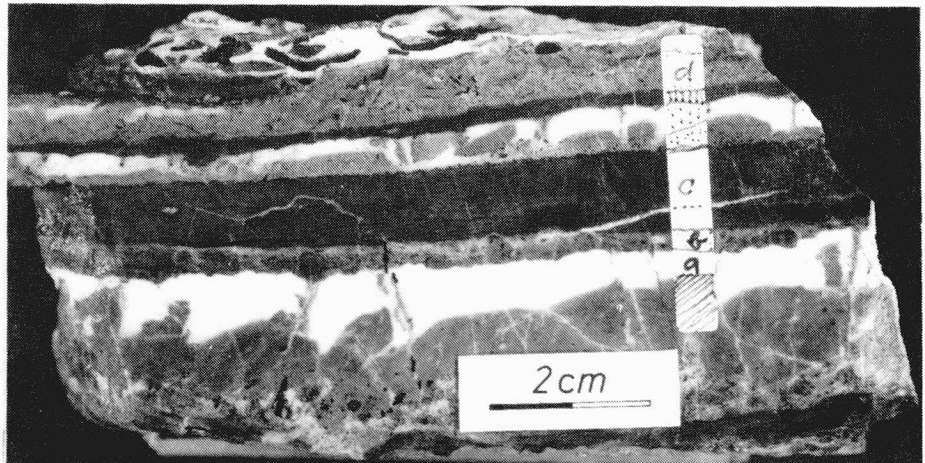


Fig. 104.

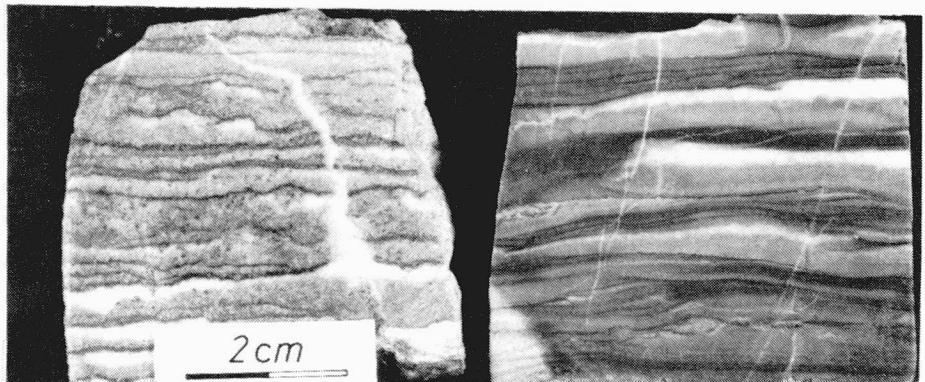


Fig. 105.

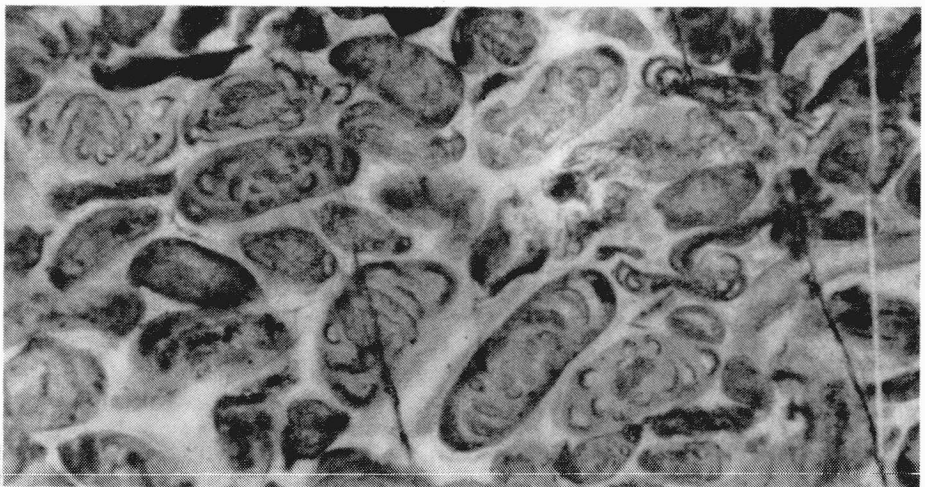


Fig 106.

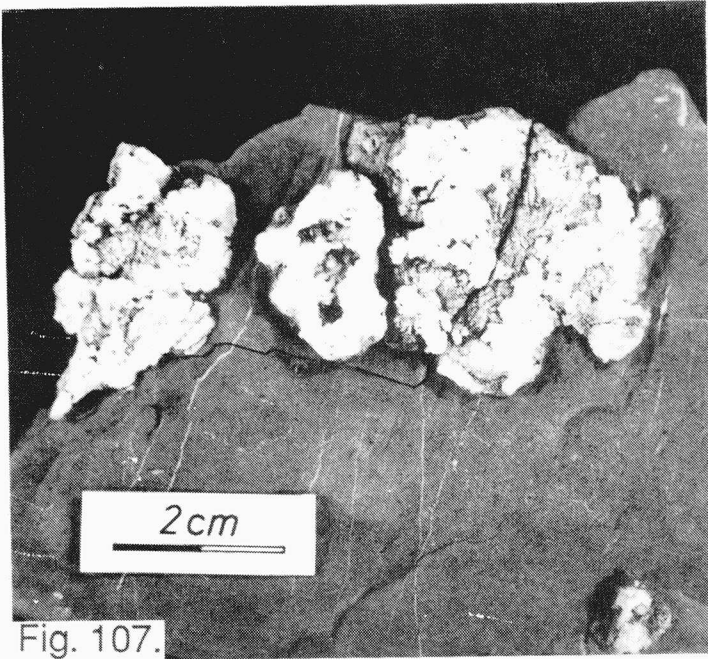


Fig. 107.

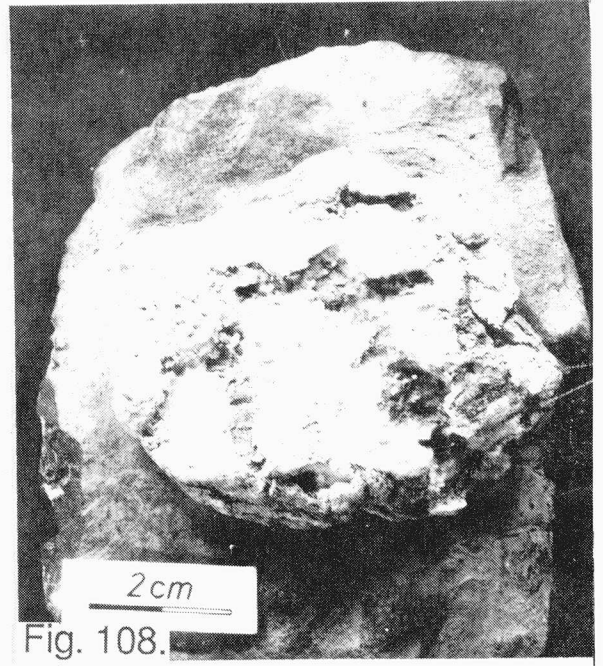


Fig. 108.

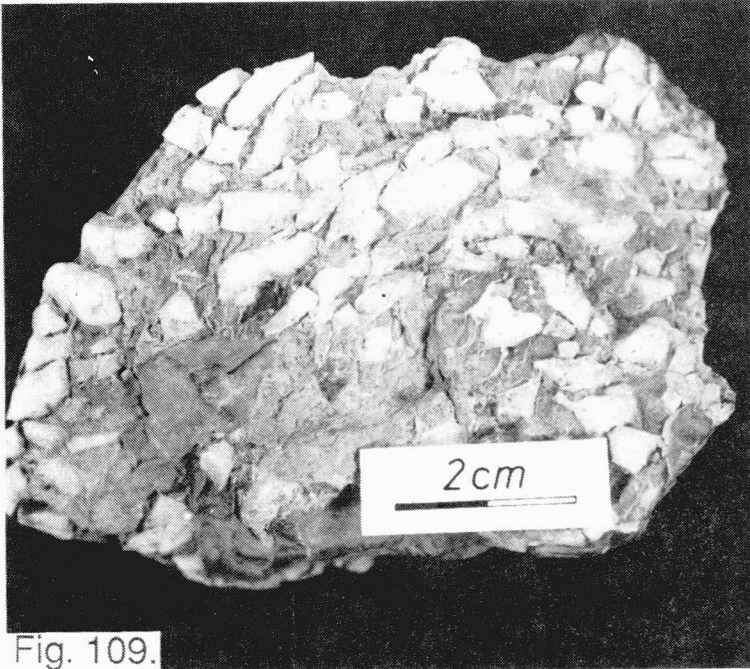


Fig. 109.

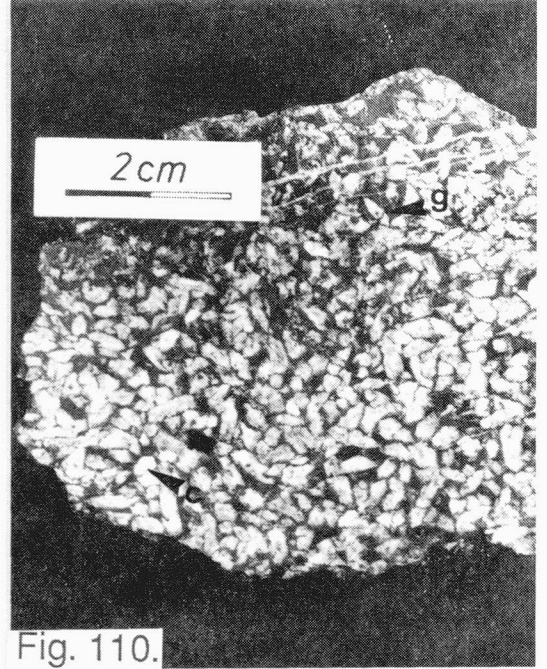


Fig. 110.

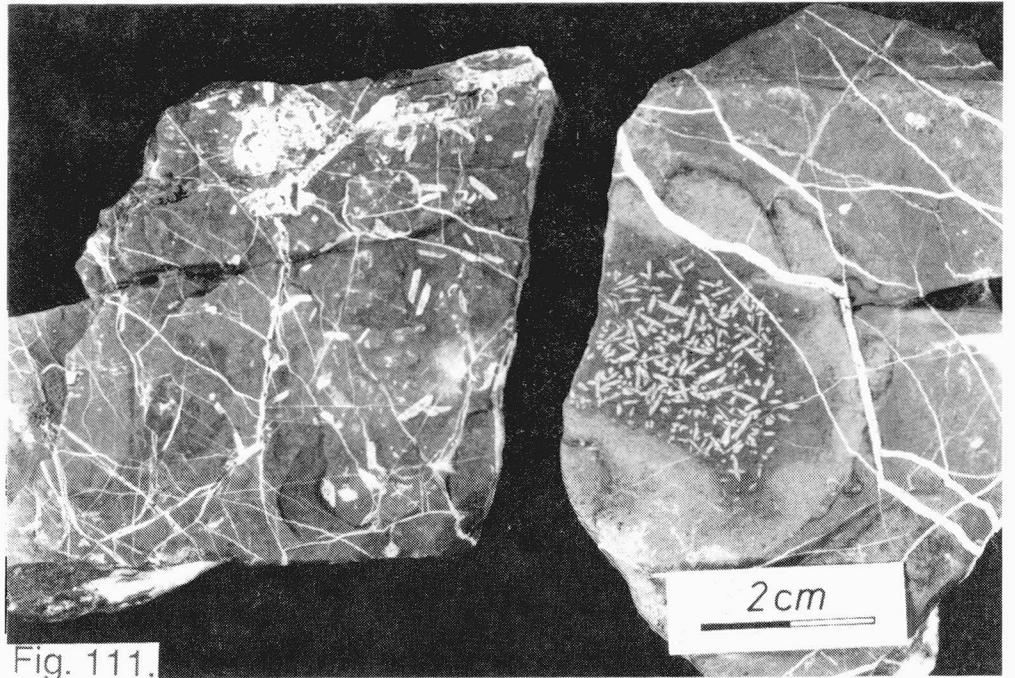


Fig. 111.

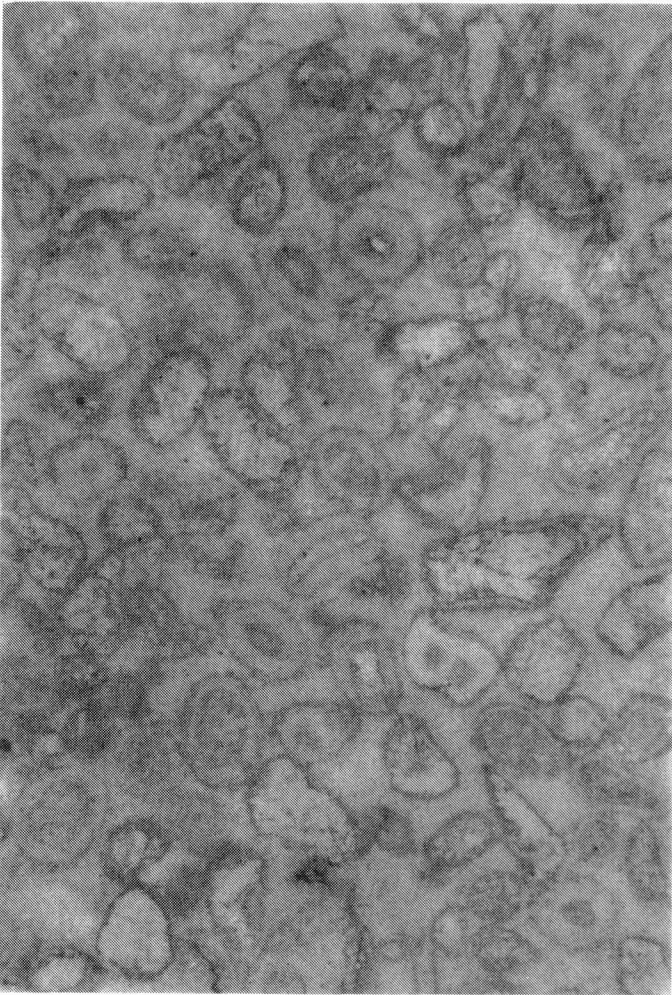


Fig. 112.



Fig. 113.

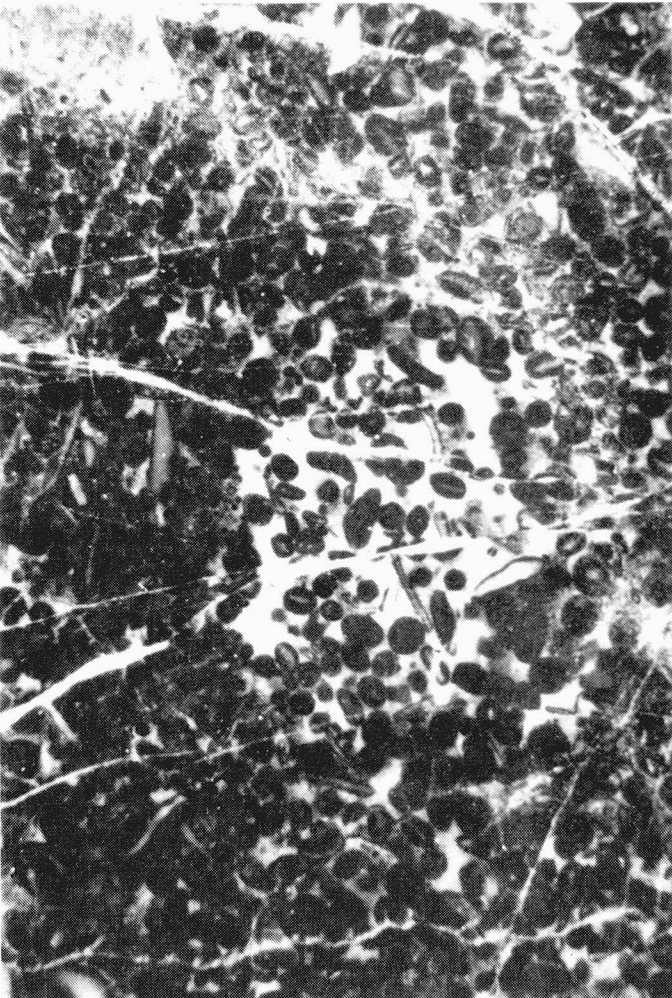


Fig. 114.

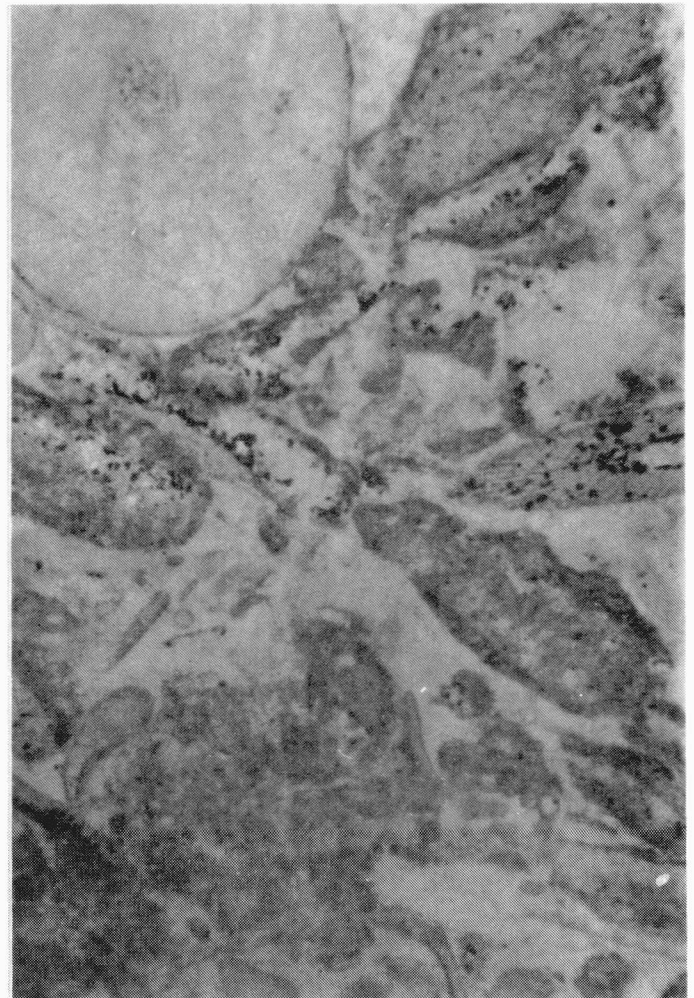


Fig. 115.

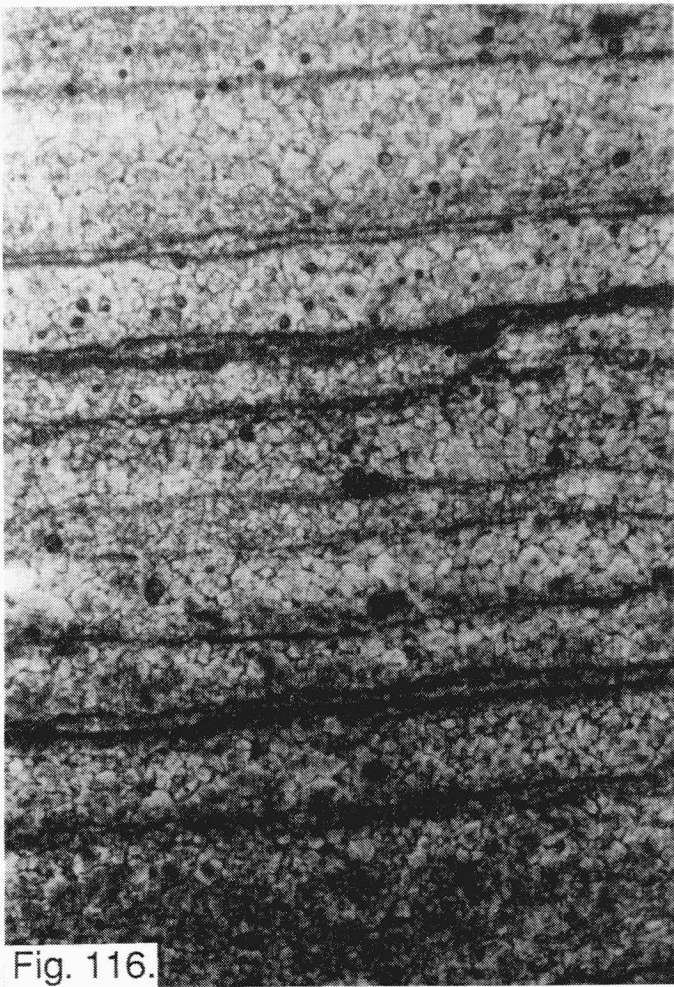


Fig. 116.

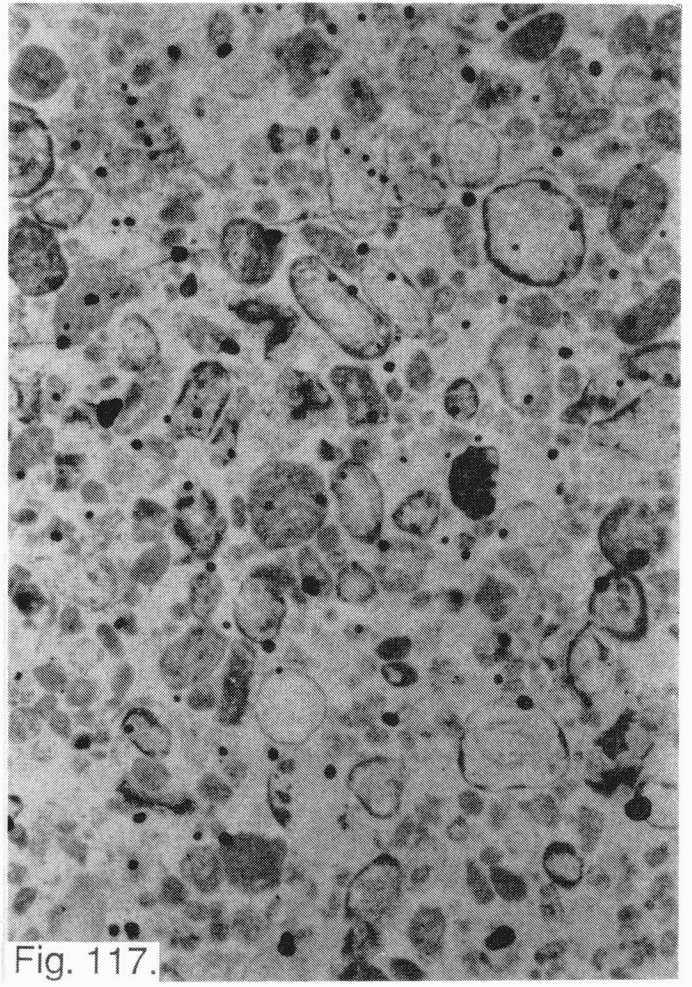


Fig. 117.



Fig. 118.

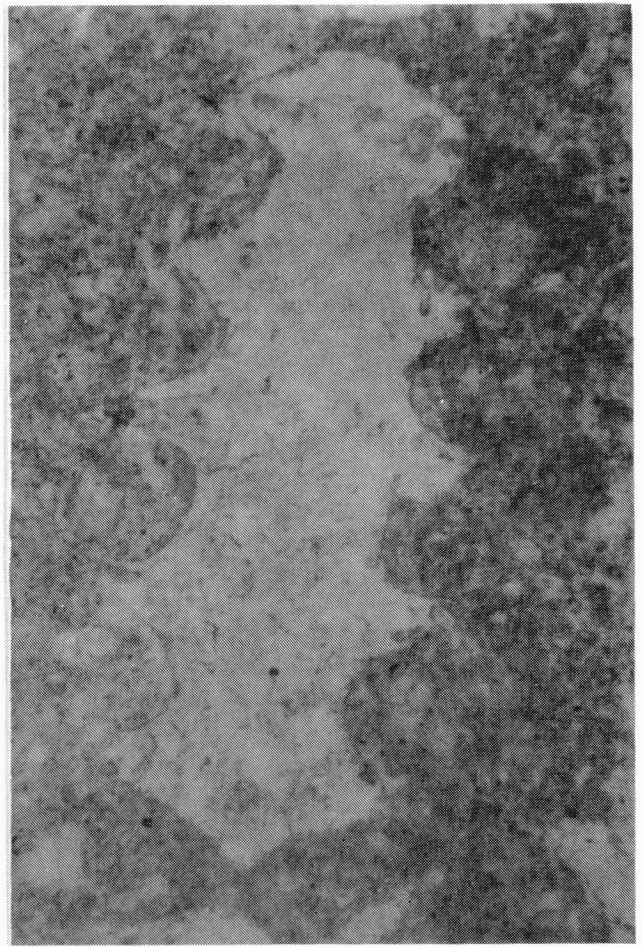


Fig. 119.

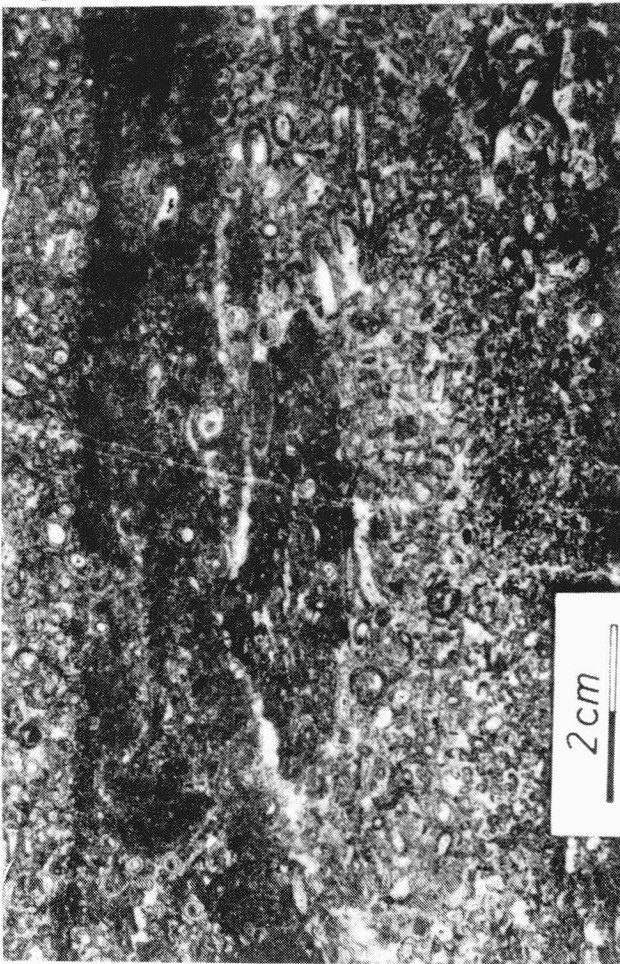


Fig. 120.



Fig. 121.

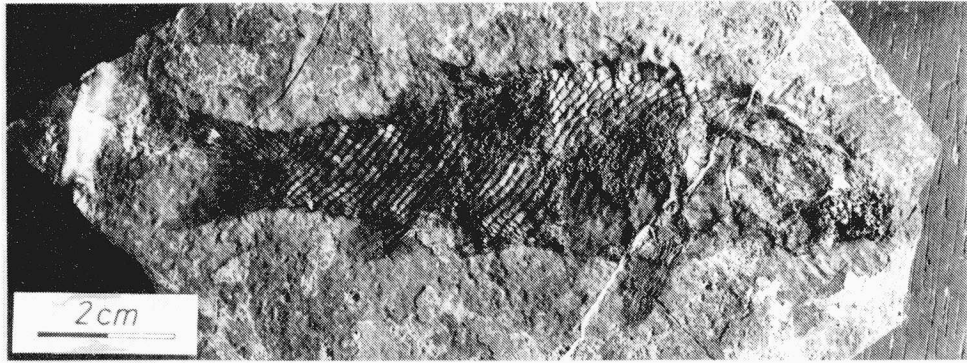


Fig.122

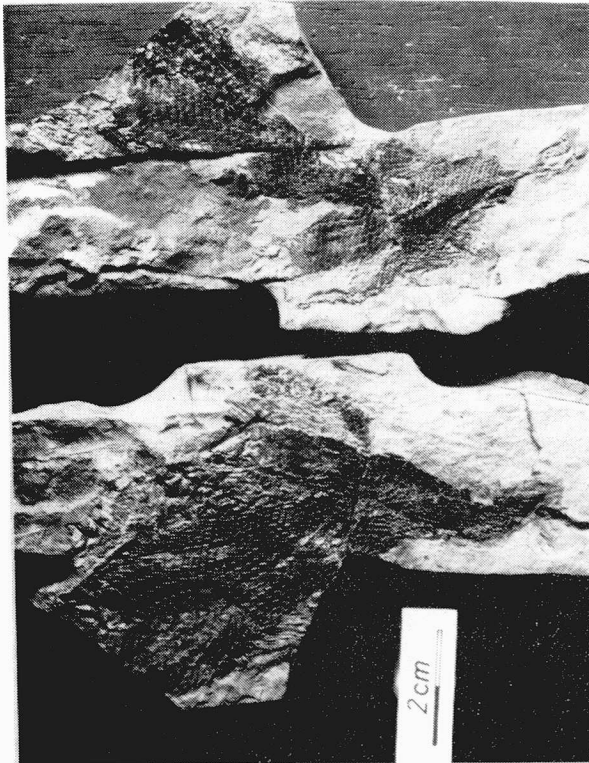


Fig.123

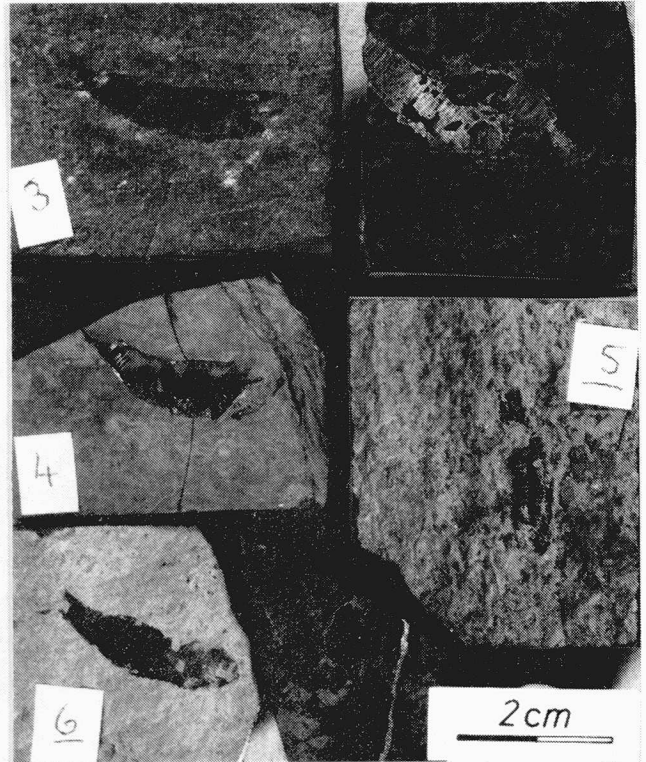


Fig.124

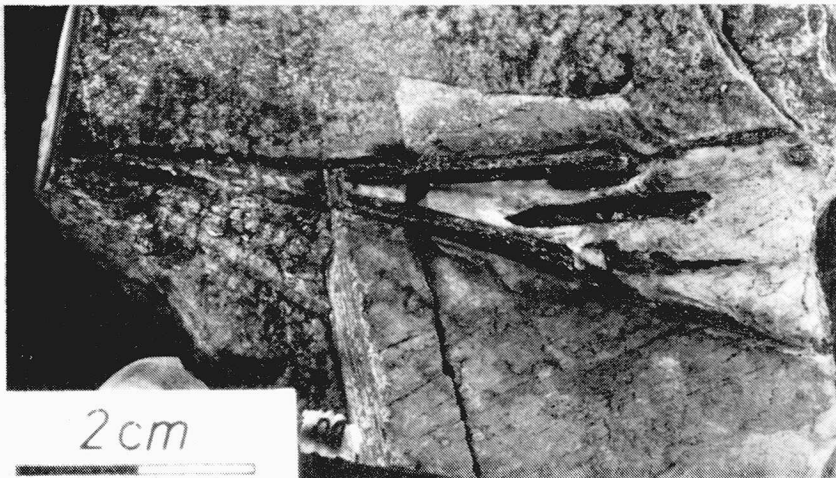


Fig.125

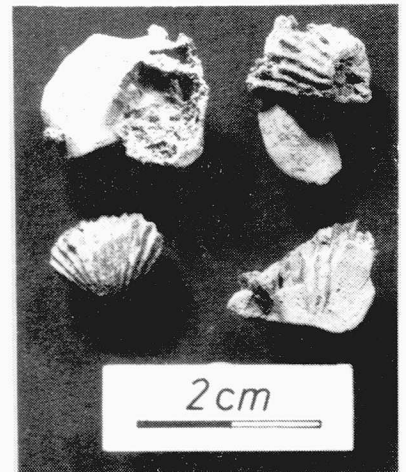


Fig.126

Literaturverzeichnis:

- AGER, D.V. (1973): Mesozoic brachiopoda - In: HALLAM, A.,(Ed.), Atlas of Paläobiogeography, Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, p. 431-436.
- AIGNER, T. (1982): Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: G. EINSELE & A. SEILACHER (Eds.), Cyclic and event stratification: (p. 180- 198). - Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems, Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences - Springer, Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo.
- AITKEN, J.D. (1967): Classification and Environmental Significance of Cryptalgal Limestones and Dolomites, with Illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. - Jour. of Sed.Petr., 37, 1163-1178
- ALLEMANN, F. (1957): Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil). - Diss. Univ. Bern, Selbstverl. Histor. Verein für das Fürstentum Liechtenstein, Vaduz.
- ALLEN, P.A. (1984): Reconstruction of ancient sea conditions with an example from the Swiss Molasse. - Mar. Geol., 60 455-473.
- AMPFERER, O. (1907): Zur neuesten geologischen Erforschung des Rätikongebirges. - Verh.k.k. geol. Reichsanstalt, Nr.7, Wien.
- AMPFERER, O. (1923): Beiträge zur Geologie und Mechanik des W-Randes der Ostalpen. - Wien
- AMPFERER, O. (1937): Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons. - Jb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 87, Wien.
- AMPFERER, O. (1942): Probleme der Arosierzzone im Rätikongebirge. - Mitt. alpenländ. geol. Verein (Mitt. geol. Ges. in Wien), Bd. 33., Wien.
- AMSTUTZ, G.C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. - Diss. ETH Zürich.
- ARBENZ, P. (1920): Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens - Separatabdruck aus den Verhandlungen der Schw. natf. Ges., Neuenburg.
- ARBENZ, P. (1922): Zur Frage der Abgrenzung zwischen Penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden - Abdruck aus: Verhandlungen der Schw. natf. Ges. II. Teil, 214-215, Bern.
- ARBENZ, P. (1928): Geologie von Mittelbünden - Sonderabdruck aus Petermanns Geographischen Mitt., Heft 5/6.
- ARNI, P. (1926): Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. - Diss. Univ. Zürich.
- ARTHABER, G. v. (1895): Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. - Beitr. zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd.10, Wien.
- ARTHABER, G. v. (1898): Zur Ordnung der Trias Nomenklatur. - Wien (a. von Böhm)
- ASSERETO, R.L.A.M., BOSELLINI, A., FANTINI SESTINI, N. & SWEET, W.C. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy) - Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary, Logan, A., and Hills, L.V., in: Calgary:Can. Soc. Petr. Geol., p. 176-199.
- ASSERETO, R.L.A.M. und CASATI, P. (1965): Il Verrucano nelle Prealpi Lombarde. - Atti del Symp. sul Verrucano, Pisa, settembre 1965, Soc.Tosc. di sc.nat. , p. 247-265.
- ASSERETO, R.L.A.M. & KENDALL C.G.St.C. (1977): Natur origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias - Sedimentology, 24: 153-210, Oxford.
- ASSERETO, R.L.A.M. und PISA, G. (1979): Triassic Stratigraphy in Southern Alps - Field-Guide-Book, IUGS, Project n.4, Bergamo.
- BALLY, A.W., BERNOULLI, D., DAVIS, G.A. & MONTADERT, L. (1981): Listric normal faults - Oceanologica Acta, Nr. Sp.
- BARBIERI, G., DE ZANCHE, V., DI CALLO, E., MIETTO, E. & SEDEA, R. (1977): Middle Triassic emersion Phases in the Recoaro Area (Vincent Alpes) - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977/9, 523-531, Stuttgart.
- BAUD, A. (1984): Histoire naturelle des calcaires de Saint-Triphon (Anisien, Préalpes et Alpes occidentales) - Thèse de doctorat, Université de Lausanne, Faculté des Sciences.
- BAUD, A. & MEGARD-GALLI, J. (1975): Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine marin alpin durant la phase précéanienne: cycles et rythmes dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des P.réalpes - 9ème Congr. int. Sedimentol., Nice 5/1, p. 45-50.

- BAUD, A. & MEGARD-GALLI, J. (1977): Les milieux carbonatés du Trias et l'application de méthodes sédimentologiques comme outil de corrélation (France et régions limitrophes) - Bull. B.R.G.M., (2), IV/3, 279-284.
- BAUD, A., ZANINETTI, L. & BRONNIMANN, P. (1971): Les Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France). - Arch. Sci., Suisse, 24/1, 73-95.
- BAUMGARTNER, V.S. (1974): Geologie der Arosler Dolomiten im Gebiet der Alp Ramoz. - Diplomarbeit Uni Zürich.
- BAYER, A. (1976): Die Sedimente der Silvretta-Decke am Sandhubel und am Guggernell-Grat (Landwassertal/GR) - Unveröffentlichte Diplomarbeit an der Abteilung für Naturwissenschaften der ETH Zürich.
- BEARTH, P. (1923): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. - Sonderdruck aus SMPM, Bd. XII.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich) - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 149/1, 73-95, Stuttgart.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Lead-zinc ores dependent on cyclic sedimentation. - Mineralium Deposita.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olanzer Dolomiten, Südtirol) - Beitr. Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg (Festband geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck), 9-103, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & SCHMIDT, K. (1978): Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 156/2, 157-178, Stuttgart.
- BEMMELEN, R.W. van (1961): Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Zweiter Teil). - Jb. geol. Bundesanstalt, 104/1, Wien.
- BERNOULLI, D. (1964), Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen), Beitr. geol. Karte der Schweiz, N.F. 118. Liefer.
- BITTNER, A. (1890): Brachiopoden der alpinen Trias - Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien, Band 10-14.
- BITTNER, A. (1895): Lamellibranchiaten der alpinen Trias. 1. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. - Abh. k. k. geol. Reichsanstalt, 18/12, Wien.
- BITTNER, A. (1899): Nomenklatur und Gliederung der alpinen Trias. - Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt, 49.Bd., Wien.
- BÖSCH, H. (1935/36): Der Bergbau am Ofenpass, nördlich der Passhöhe. - Sonderabdruck aus dem Jahresbericht der Natf. Ges. Graubündens, Band LXXIV, N.F., Chur.
- BÖSCH, H. (1937): Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpasshöhe und Val Laschadura (Graubünden). - Diss. Univ. Zürich, 110.
- BÖSE, E. (1896): Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. - Zeitschr. D. geol. Ges., 48, 557-631.
- BOLLINGER, D. (1981): Geologie der Silvretta- und Ela-Decke zwischen der Val Spadlatscha und Bergün, Bravuogn (Mittelbünden). - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- BONSIGNORE, G., BORGO, A., GELATI, R., MONTRASIO, A., POTENZA, R., POZZI, R., RAGNI, U. & SCHIAVIANTO, G. (1969): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 8.-Bormio.
- BOSELLINI, A., CASTELLARIN, A., DOGLIONI, C., GUY, F., PERRI, M. C., ROSSI, P. L., SIMBOLI, G. & SOMMAVILLA, E. (1982): Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. - In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Hrsgb.): Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. Soc. Geol. Ital., 189-210, Bologna.
- BOSELLINI, A. & ROSSI, D. (1974): Triassic carbonate buildups of the Dolomites, northern Italy - Reefs in Time and Space, Laporte, L. In: Soc. econ. paleont. Mineral., Spec. Publ. Bd. 18, 209-233.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen - Geol. paläont. Mitt. Innsbruck, Band 8, Festschrift W. HEISSEL, 317-354, Innsbruck.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - Jahrbuch d. geol. B.-A., 126/4, 435-475.
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. - Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F. 49, II.

- BROUGH, J. (1939): The Triassic Fishes of Besano, Lombardy - British Museum (Natural History), London.
- BRUN, J. P. & CHOUKROUNE, P. (1983): Normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. - *Tectonics*, 2, 345-356.
- BRUSCA, C., GAETANI, M., JADOUL, F. & VIEL, G. (1981): Paleogeografia Ladino-Carnica e Metallogenese del Sudalpino. - *Mem. soc. geol. It.* 22, 65-82, Roma.
- BUCH, L. v. (1802): *Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien*. Bd. 1 - Berlin (Haude u. Spener).
- BÜRGI, J. (1934): Beitrag zur Triasstratigraphie des S-charitals. - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich, 1-54.
- BYERLEE, J.D. (1967): Theory of friction based on brittle fracture - *J. Appl. Phys.*, 38, 2928-2934.
- CADISCH, J. (1919): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). - *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N. F. 49/1, Bern.
- CADISCH, J. (1926): Zur Talgeschichte von Davos - Separatdruck aus dem erweiterten Jahresbericht der naturforschenden Gesellschaft Graubündens zur Feier des 100-jährigen Bestandes, N.F. LXIV-Band.
- CADISCH, J. (1929): Zur Geologie von Davos - Festschrift für die 110. Jahresversammlung der Schw. Natf. Ges. in Davos.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. - Basel (Wepf & Co.).
- CADISCH, J., EUGSTER, H. und LEUPOLD, W. (1922): Zur Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden) - *Jahrbuch philosoph. Fak. II, Universität Bern*.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. und LEUPOLD, W. (1928): Berichte über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Mittelbünden - *Eclogae geol. Helv.* 23/1, 1-30.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H., BRAUCHLI, R. (1919): Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. - *Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich*, 64, 359-417.
- CALLEGARI, E. (1964): Sulla presenza di analcime nella Pietra verde degli strati di Livinallongo della Località tipo (Alta Valle del Cordevole - Dolomiti). - *Estr. dai Rendiconti della Soc. min. Italiana*, anno 20, Pavia.
- CARON, H., DÖSSEGGER, R., STEIGER, R. und TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden) - *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 159-169.
- CASTELLARIN, A. & ROSSI, P.M.L. (1981): The southern Alps: An Aborted Middle Triassic Mountain Chain. - *Eclogae geol. Helv.* 74/2.
- CLARK, D.L. (1959): Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah. - *J. of Paleontology*, January, Iowa City.
- CORNELIUS, H.P. (1912): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zw. Septimer & Julierpass. - *N.Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beilbd.* 35, 374-498.
- CORNELIUS, H.P. (1914): Ueber die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. - *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F.45/II.
- CORNELIUS, H.P. (1928): Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes - *Eclogae geol. Helv.* 21/1, 157-163.
- CORNELIUS, H.P. (1937): Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiet der Rax. - *Jb. geol. Bundesanstalt*, Bd. 87, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe: Der Gebirgsbau - *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F.70/II.
- CORNELIUS, H.P. (1951): Die Geologie des Schneeberggebietes (Erläuterungen zur geologischen Karte des Schneeberges, 1 : 25 000). - *Jb. geol. Bundesanstalt, Sonderbd.* 2, Wien.
- DAVAUD, E. & STRASSER, A. (1984): Progradation, cimentation, érosion: évolution sédimentaire et diagénétique récente d'un littoral carbonaté (Bimini, Bahamas) - *Eclogae geol. Helv.* 77/3, Basel.
- DAVIS, G.H. (1983): Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes - *Geology*, Bd. 11, 342-347.
- DIENER, C. (1888): Geologische Studien im südwestlichen Graubünden - *Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss., Wien*, Bd. 97, Abt. I, p. 606.

- DIENER, C. (1903): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes - In: Bau und Bild Österreichs, Wien und Leipzig.
- DIETRICH, R.V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen. Ein petrographischer Vergleich. - Diss. Europ. Hochschulschriften, Reihe 17, Erdwiss. 1, 180.
- DIETRICH, R.V., HOBBS, C.R.B. and LOWRY, W.D. (1963): Dolomitization interrupted by silification. - J. sed. Petrology, September 1963, Tulsa.
- DIETRICH, R.V. und FRANZ, U. (1976): Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung) - Geol. Rdsch., 6, 361-374, Stuttgart.
- DÖSSEGGER, R. (1974): Verrucano und Buntsandstein in den Unterengadiner Dolomiten. - Diss. ETH Zürich.
- DÖSSEGGER, R. & MÜLLER, W.H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung, Teil 1. - Eclogae geol. Helv. 69/1, 229-238.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. und MÜLLER, W. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung, Teil 2. - Eclogae geol. Helv. 75/2, 303-330.
- DONOVAN, D. T. & JONES, E. J. W. (1979): Consensus of world-wide Changes in Sea level - Journ. geol. SR. London, 136, 187-192, London.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In "Classification of carbonate rocks". - (E'W.E. Ham, Ed.), Am. Assoc. petrol. Geol., Memoir 1, 108-121.
- DZIK, J. (1984): Phylogeny of the Nautiloidea. - Pal. Geol. Polonica, Warschau.
- EBERLE, M. (1983): Geologische Untersuchungen in der Val Tschitta und Rots (Albulatal). - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- EBERLI, G.P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens. Relikte eines passiven Kontinentalrandes. - Inaug. Diss. ETH Zürich, 205.
- EGGENBERGER, H. (1925): Geologie der Albulazone zwischen Hospiz und S-chanf - Eclogae geol. Helv., Basel.
- EICHENBERGER, U. (1981): Geologie der östlichen Ducangruppe - Unveröffentlichte Diplomarbeit an der ETH Zürich.
- EIKENBERG, J. (1984): Geologie und Petrographie der Bernina, Teil 8: Val da Fain. - Diplomarbeit ETH Zürich
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. - Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris (Impr. nationale).
- ELLIOT, D. (1975): The Motion of Thrust Sheets - John Hopkins University, Dept. Earth & Planetary Sciences, Baltimore, Maryland 21218.
- ELLIOT, D. (1967): The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets - R. Soc. Lond., Philos. Trans., Ser. A., 283, 289-312.
- ESCHER V. D. LINTH, A. und STUDER, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittelbünden. - N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. gesamt. Natw. 3, 1-218.
- ESCHER, E. (1935): Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. - Beitr. geol. schweiz. Geotech. Serie, 18, Lf.
- ESCHER, F. (1921): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. - Inaugural-Dissertation an der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich.
- EUGSTER, H. (1922): Geologische Untersuchungen des Gebirges zwischen Landwasser und Albulatal. - Sonderabdruck aus dem Jahrbuch der Phil. Fakultät der Univ. Bern, Bd II.
- EUGSTER, H. (1923): Geologie der Ducangruppe.- Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F. 49, III, 1-134.
- EUGSTER, H. (1965): Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. - Eclogae geol. Helv. 58/1, 17-20.
- EUGSTER, H. (1985): Beitrag zur Abklärung des Begriffs Nordwestliche Randlinie der Engadiner Dolomiten - Eclogae geol. Helv. 78, 215-220, Basel.
- FABIANI, R. (1905): Studio geo-paleontologico dei Colli-Berici (nota preventiva). - S. A. Atti del reale Ist. Veneto di Scienze, lettere et art. 44, II, p. 1797-1839.
- FARABEGOLI, E., PISA, P. und OTT, E. (1978): Stratigraphia e paleogeografia dei terreni Anisici della Conca Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti SE)- Mem. Soc. Geol. H., 18, 63-92, Pisa.

- FARABEGOLI, E. & VIEL, G. (1981): Tectono-Sedimentary cycles in the Southern Alps - Abstr. IAS. 2nd europ. Mtg. Bologna, 56-57.
- FINGER, W. (1972): Geologie der Val d'Agnelli und des Vairana-Kessels - Diplomarbeit ETH Zürich.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. - Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F. 224, 140.
- FINGER, W., MERCOLLI, I., KÜNDIG, R., STÄUBLI, A., DE CAPITANI, C., NIEVERGELT, P., PETERS, T. und TROMMSDORFF, V. (1982): Bericht über die gemeinsame Exkursion der schweiz. geol. Ges. und der schweiz. mineral. und petrogr. Ges. ins Oberengadin vom 21. bis 24. September 1981. - Eclogae geol. Helv. 75/1, 199-222.
- FISCH, W. (1961): Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus) - Mitt. natf. Ges. Glarus, fasc. 11, 4-89.
- FISCH, W und RYF, W. (1966): Neue Untersuchungen im Glarner Verrucano - Atti del Symposium sul Verrucano, Società Toscana di Scienze Naturali, Pisa.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. Symposium on Cyclic Sedimentation. D.F. Merriam Ed. - State Geol. Survey of Kansas, The Univ. of Kansas Bull. 169/1, 107-149.
- FLÜGEL, E. (1963 b): Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gusswerk, Steiermark, Österreich). - Mitt. des Mus. für Bergbau, Geol. und Technik am Landesmus. Johanneum, Graz.
- FLÜGEL, E. (1963 a): Zur Mikrofazies der alpinen Trias. - Jb. geol. Bundesanstalt, Bd. 106, Wien.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of Limestones. - Springer-Verlag.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1963): Typuslokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes der kalkalpinen Trias. - Mitt. naturwiss. Verein für Steiermark, Bd. 93, Graz.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E. (Ed.): "Classification of carbonate rocks, a symposium". - Mem. amer. Assoc. petrol. Geol., 1, 62 - 84.
- FOLK, R. L. & PITTMANN, J.S. (1971): Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. - J. geol. Petrol., 41, p. 1045 -1058.
- FRECH, F. (1905): Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen, mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. - Zeitschr. d. deutsch. und österr. Alpenvereins, Wissensch. Ergänzungshefte, 2/1, 1- 98.
- FRECH, F. (1908): Über den Gebirgsbau der Alpen. - SA. Petermanns geogr. Mitt., Heft 4, 219-283.
- FREI, F. (1922): Geologische Untersuchung der östlichen Berggünerstöcke - Sonderabdruck aus dem Jahrbuch der Philosoph. Fakultät II der Universität Bern, Bd. 2.
- FRIERDMANN, G. M. & SANDERS, J. E. (1967): Origin and Occurrence of Dolostones. - Developments in Sedimentology 9A: Carbonate Rocks, Chapter 6, Elsevier P.C. Amsterdam/London/New York, (p. 267-348).
- FRITZ, P. & SMITH, D.G.W. (1970): The isotopic composition of secondary dolomites - Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 1161-1173
- FRUTH, I. und SCHERREIKS, R. (1982): Hauptdolomit (Norian) - Stratigraphy, Paleography and Diagenesis - Sedimentary Geology, 32, Amsterdam
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Karbonatgesteine. - Erdöl und Kohle, 12. Jahrg., Nr. 8, Aug.
- FÜRSICH, F.T. (1974): Ichnogenus Rhizocorallium - Paläont. Z., 48, 16-28.
- FULLER, J.G.C.M. & PORTER, J.W. (1969): Evaporite Formations with petroleum reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan and North Dakota - Amer. Assoc. Petrol. geol. Bull., Bd. 53, (p. 909-927)
- FURRER, H. (1974): Geologie des Piz San Mitgel, Mittelbünden. - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- FURRER, H. (1981): Stratigraphie und Fazies der Trias-Jura-Grenzschiefer in den oberalpinen Decken Graubündens. - Inaugural-Diss. Univ. Zürich, 179.
- GAETANI, M. (1969): Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie. - Riv. it. pal. Strat. (Bd. 75, p. 470-552), Milano.
- GAETANI, M., FOIS, E., JADOUL, F. & NICORA, A. (1981): Nature and Evolution of Middle Triassic Carbonate Buildups in the Dolomites (Italy). - Marine Geology, 44, 25-57.

- GASCHE, E. (1938): Cephalopoden aus dem Hydasp der nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. - Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B. 1938, Heft 6, 207-224.
- GELATI, R. und ALLASINAZ, A. (1964): Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina - Riv. ital. Paleont. 70/1, 15-64.
- GINSBURG, R. N. (1971): Landward Movement of Carbonate Mud: A New Model for regressive Cycles in Carbonates. - AAPG Bull., 55/2. 340, Tulsa.
- GLASER, Th. (1922): Zur Geologie und Talgschicht der Lenzerheide (Graubünden) - Jahrbuch philosoph. Fak. II, Universität Bern.
- GOODWIN, P. W. & ANDERSON, E. J. (1985): Punctuated Aggradational Cycles, a general Hypotheses of episodic Stratigraphic Accumulation - J. Geol. 93/5, 515-533.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - Diss. Univ. Bern.
- GRIFFITH, J. (1977): The Upper Triassic fishes from Polzberg bei Lunz, Austria - Zoological Journal of the Linnean Society, 60/1, 1-93.
- GÜBELI, A. (1978): Geologische Untersuchungen des Zentralostalpins im Gebiet des Valbellahorns. - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- GÜMBEL, C.W. (1857): Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach. - Jb. k. k. geol. Reichsanst. 8, 146-151.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. - Justus Perthes, Gotha.
- GÜMBEL, C.W. (1888): Geologisches aus dem Engadin - Jahresber. natf. Ges. Graub., Jg 31, 3-71.
- HAAG, M. (1985): Magnetostratigraphische- und gesteinsmagnetische Untersuchungen an der Perm/Trias-Grenze der Ostalpinen Decken von Mittelbünden - Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geophysik der ETH Zürich.
- HAFNER, W. (1951): Stress distributions and faulting. - Bull. geol. Soc. Am. 62, 373-398.
- HAMBLIN, W.K. (1965): Origin of reverse-drag on the downthrown side of normal faults. - Bull. geol. Soc. Am. 76, 1145-1164.
- HAUER, Fr. v. (1846): Über die Cephalopoden des Muschelarmors vom Bleiberg in Kärnten. - J.A. naturw. Abhandlungen, W. Haidinger 1.
- HAUER, Fr.v. (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. - Jb. k. k. geol. Reichsanst. 4, 715-784.
- HEDBERG, H.E. (Ed.) (1976): International Stratigraphic Guide. - J. Wiley & Sons, New York.
- HEGEMANN, F. (1960): Über extrusiv-sedimentäre Erzstrukturen der Ostalpen. Blei- Zinklagerstätten. - Erzmetall 13, (p. 79-84 und 122-127).
- HEIERLI, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone zwischen Crap Alv und Cinuos-chel (Graubünden). - Inaugural-Diss. Univ. Zürich.
- HEIM, Arn. (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe.- Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 20/3, Bern.
- HELBLING, R. (1903): Manuskript über Geologie Mittelbündens - Aufbewahrt von der Geologischen Kommission der schweiz. natf. Ges., Zürich. 6 geologische Kartenblätter, 6 Profiltafeln, unauffindbar.
- HESS, W. (1953): Beiträge zur Geologie der SE Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele. - Eclogae geol. Helv. 46/1, 39-142.
- HESS, W. (1962): Über den Jaggl und seine Deutung. - Eclogae geol. Helv. 55/2, Basel.
- HIRSCH, F. (1966): Etude Stratigraphique du Trias moyen de la Region de l'Arlberg. - Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F. 80.
- HOEK, H. (1906): Das zentrale Plessurgebirge - Ber. natf. Ges. Freiburg i. B., Bd. 16, p. 367.
- HSÜ, K. J. und SIEGENTHALER, CH. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. - Sedimentology, 12, p. 11-25, Amsterdam/London/New York.
- HSÜ, K. J. (1984): A non steady state model for dolomite-, evaporite- and ore genesis: In WASCHKUHN et al. (Eds.): Syngeneses and epigenesis in the formation of mineral deposits (p. 275-286). - Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- HUENE, F.v. (1907): Die Dinosaurier der Europäischen Triasformation - Geol. paläont. Abhandl., Jena, 1907-1908.

- HUMMEL, K. (1932 a): Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. - Neues Jb. für Min. etc., Beilage-Bd.68, Stuttgart.
- HUMMEL, K. (1932 b): Über die Dolomitisierung der mitteltriadischen Kalke in Südtirol. - Z. dtsh. geol. Ges., Bd. 80, Berlin.
- ILLING, L.V. (1954): Bahamian Calcareous Sands. - Bull. A.A.P.G., Bd. 38, No.1, Tulsa.
- JAKOBSHAGEN, V. (1967): Cephalopoden-Stratigraphie der Hallstätter Kalke am Asklepieion von Epidauros (Argolis, Griechenland). - Geologica et Palaeontologica, 1, Marburg.
- JENKYNS, H.C. (1970): Growth and disintegration of a carbonate platform - N. Jb. Geol. Paläont. 325-344, Stuttgart.
- JENKYNS, H.C. (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model - Pelagic sediments: on Land and under Sea. Special publication of Sedimentology, Nr 1.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler-Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). - Geologica Bavarica, 56, München.
- KALDI, J. und GIDMAN, J. (1982): Early diagenetic dolomite cements: Examples from the Permian lower Magnesian limestone of England and the Pleistocene carbonates of the Bahamas. - Journal of sed. Petr. 52/4, 1073-1085.
- KAPPELER, U. (1938): Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. - Diss. Zürich.
- KARAGOUNIS, K. (1962): Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweiz. Nationalpark (Graubünden). - Diss. Univ. Zürich, Ergeb. wiss. Untersuchungen im Schweiz. Nationalpark, N.F. VII/48, 375-452.
- KELLERHALS, P. (1966): Geologie der nordöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna. - Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 126, Bern.
- KENNEDY, W.J. und GARRISON, R.E. (1975): Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England - Sedimentology (Bd. 22, p. 311-496)
- KESSLER, F.L. (1985): Faziestypen und Subsidenz auf einem evaperitischen Schelf. Die Raiblerschichten Westtirols und Südbayerns (Alpin Trias, Karn, Nördliche Kalkalpen). - Diss. geow. Fak. Albert-Ludwigs- Univ., Freiburg i. Br.
- KITTL, E. (1892): Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias, II. Teil. - Annalen d. k. k. naturhist. Hofmuseums, Wien.(Bd. 7, p. 35-97).
- KLAU, W. & MOSTLER, H. (1983): Alpine middle and upper triassic Pb- Zn Deposits. - International Conference on Mississippi Valley Type Lead-Zinc Deposits, Missouri.
- KLEMENZ, W. (1967): Geologie der Val Mingèr. - Unveröffentl. Diplomarbeit, Geol. Inst. E.T.H. Zürich.
- KÖPPEL, V (1981): Pb-Isotopes and genetic constraints for the Pb-Zn Triassic carbonates of the Alps. - IV. ISMIDA, Abstr.
- KOZUR, H. (1971): Ökologisch-fazielle Probleme der Biostratigraphie des Oberen Muschelkalkes. - Freiburger Forschungshefte C 207 Paläontologie. Zur Paläontologie und Biostratigraphie des Paläozoikums und Mesozoikums Europas, Teil VII.
- KRÄHENBÜHL, H. (1976/77/78): Aus der Geschichte des Bergbaus in Graubünden. - Drucke aus der Davoser Revue, Nr. 4 (1976); Nr. 2 (1977); Nr. 3 (1977); 1/2/3/4 (1978) u.a.
- KRÄHENBÜHL, H. (1977): Geologie und Petrographie des Gebietes um den Silberberg. - Bergknappe, Sep. Druck aus der Davoser Revue, Nr. 1.
- KRANZ, J.R. (1976): Strontium - ein Fazies-Diagenese-Indikator im oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen - Geol. Rdsch. 65/2, (p.593-615), Stuttgart
- KRISTAN-TOLLMANN und TOLLMANN, A. (1967): Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörl Zug und Radstädter Tauern) - Burgenländ. Landesmus., H. 36 (Natw. H. 24), Eisenstadt.
- KUEHN, O., BACHMAYER, F., FLÜGEL, H. & KAHLER, F. (1962): Lexique stratigraphique internationale, Vol. 1: Europe, fasc. 8: Autriche. - Centre nationale de la recherche sci., (p. 1-647), Paris.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1952): Ein Sauropterygier aus dem Ducantal (Graubünden). - Eclogae geol. Helv. 45/2, 315-319.

- KUHN, O. (1968): Die deutschen Saurier - Krailing, Oeben (p. 107)
- KUHN-SCHNYDER, E. (1959): Ein neuer Pachybleurosaurier von der Stulseralp bei Bergün, Graubünden. *Eclogae geol. Helvetiae*, Vol. 52, Nr. 2, 639-659.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1963): I Sauri del Monte San Giorgio.- *Archivio storico ticinese*, no. 16, Bellinzona.
- KUHN-SCHNYDER, E. und VONDERSCHMITT, L. (1954): Geologische und Paläontologische Probleme des Südtessins. - *Eclogae geol. Helv.*, vol. 46/2, Basel.
- LAUBSCHER, H. und BERNOULLI, D. (1977): Mediterranean and tethys - Contribution No. 5 of the International Geological Correlation Programme, Project 105, Continental Margins in the Alps.
- LEUPOLD, W. (1920): Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden.- *Diss. Univ. Bern*.
- LEUPOLD, W. (1922): Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. - *Jahrbuch der Philosophischen Fakultät II der Universität Bern*, 2, 145-166. (Auszug aus *Diss.*)
- LEUPOLD, W. (1934): Gemeinsame Einleitung z.d. Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten) (Strat. Uebersichtstabelle) - Exk. 87, Mittelbünden, Engadin, NKA, *Geol. Führer der Schweiz*, XIV, 82-91, XIII, 87.
- LEUPOLD, W. (1920): Die Schichtreihe der ostalpinen Trias in Mittelbünden. - *Mitt. natf. Ges. Bern*.
- LEUPOLD, W. (1934): Arosa - Alteinfurka - Glaris (Davos) - Filisur. - *Geol. Führer der Schweiz*, Exkursion 87, 997-1013.
- LUGEON, M. (1902): Les grandes dislocations et la naissance des alpes suisses. - *Extr. Eclogae geol. Helv.* VII/4, 335-343.
- LYONS, W.B., LONG, D.T., HINES, M.E., GAUDETTE, H.E., ARMSTRONG, P.B. (1984): Calcification of cyanobacterial mats in Solar Lake, Sinai - *Geology*, (Bd.12, p. 623-626)
- MARTIN, D. (1978): Geologie des Zentralostalpins im Gebiet südlich des Lenzerhorns. - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- MAUCHER, A. & SCHNEIDER, H.-J. (1967): The Alpine lead-zinc ores. - In: *Genesis of Stratiform Lead, Zinc, Barite, Fluorite Deposits in Carbonate Rocks*, p. 71-89, Lancaster, Pa.
- Mc KENZIE, J.A. (1976): Isotope study of the Hydrology and the co-existing Carbonate phases from site of recent Dolomitization in the coastal Sabkha of Abu Dhabi, Persian Gulf. - *Diss. ETH 5778*, Zürich.
- Mc KENZIE, J.A., HSÜ, K.J., SCHNEIDER, J.F. (1982): Monument of subsurface waters under the Sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to erapositive dolomite genesis - *Soc. econ. Paleontologists & Mineralogists, spec. publ.* 28, 11-30.
- MERRIAM, D.F. (1965): Symposium on Cyclic Sedimentation: Cyclothems of the Alpine Triassic.
- MILLER, H. (1962): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges - *Z. dtsh. geol. Ges.*, Bd. 113, 2. u. 3. Teil, Jahrgang 1961, Hannover.
- MILLER, H. et al. (1983): Styles of progressive co-axial deformation - *Tectonics*, (Bd. 2/3, p. 239-263).
- MOJSISOVICS, E. von (1869): Die oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. - *Jb. k. k. geolog. Reichsanstalt*, Bd. 19, Wien.
- MOSTLER, H. (1976): Poriferenspiculae der alpinen Trias.- *Geol. paläont. Mitt. Innsbruck*, Bd. 6/5, 1-42.
- MÜLLER, D. (1986): Les brèches du Purbeckien de la Dôle (Jura Suisse) - *Eclogae geol. Helv.* 79/ 1.
- MÜLLER, W., SCHMID, R., VOGT, P. (1964): Vulkanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen - *Eclogae geol. Helv.* 57/2, 431-450.
- MURRAY, R. C. (1965): Dolomitization and Limestone Diagenesis; a symposium. (Toronto, May 20, 1964), ed. by Lloyd C. PRAY & RAYMOND. - *Soc. Ec. Pal. and Min. Spec. Publ.* 13.
- NEHER, J. und ROHRER, E. (1958): Dolomitbildung unter Mitwirkung von Bakterien. - *Eclogae geol. Helv.* 51/2, Basel.
- OBERHAUSER, R. (1965): Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prättigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. - *Verh. Geol. Bundesanstalt*, Bd. 116, 2. Teil, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1983): Bericht über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf Blatt 170 Galtür. - *Verh. geol. Bundesanst. Bd.* , .Teil, Wien

- OBERHAUSER, R., TOLLMANN-KRISTAN, E., KOLLMANN, K. und KLAUS, W. (1960): Beiträge zur Mikropaläontologie der alpinen Trias. - Jb. geol. Bundesanstalt, Sonderbd. 5, Wien.
- OTT, E. (1922): Zur Geologie der westlichen Berggünerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa) im Oberhalbstein und der südlichen Randzone Tinzen-Preda (Graubünden) - Jb. d. phil. Fak. II. d. Univ. Bern, (Bd II, p. 113-125).
- OTT, E. (1963): Untersuchungen an ladinischen Dasycladaceen aus den nördlichen Kalkalpen. - Diss. Univ. Tübingen.
- OTT, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. - N. Jb. geol. paläont. Abh. 141/1, 81-115.
- OTT, E. (1972): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. - Bayer. akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F. 131, München
- OUWEHAND, P. J. (1984): Oberanisische Conodonten aus den Knollenkalk-Schichten (Recoarokalk) der Silvretta-Decke (Filisur, Graubünden) - Eclogae geol. Helv. 77/1, 45-53, Basel.
- OUWEHAND, P.J. (1982): Geologie der Muchetta (Mittelbünden: Silvretta-Decke, Oberostalpin, Trias-Sedimente) - Unveröffentlichte Diplomarbeit an der Abteilung für Naturwissenschaften der ETH Zürich.
- PIFFNER, O.A. (1985): Displacements along thrust faults. - Eclogae geol. Helv. 78/2, 313-333, Basel.
- PIA, J. v. (1925): Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. - Auszug Akad. Wiss., Wien
- PIA, J. v. (1935): Über die Benennung der Triasstufen. - Zentralbl. für Min. etc., Abt. B, Stuttgart.
- PISA, G., FARABEGOLI, E. & OTT, E. (1978): Stratigrafia e Paleogeografia dei Terreni Anisici della Conca di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo (Dolomiti Sudorientali) - Mem. soc. geol. It. 18, 63-92, 21 ff.
- PÖTSCHKE, R. (1982): Geologische Untersuchungen in der Val Tisch (GR). - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- POZZI, R. (1959): Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno-Passo dello Stelvio) - Riv. ital. Paleont. 65, 2-54.
- RAGETH, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, Teil 3: Diavolezza. - Diplomarbeit ETH Zürich.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks - McGraw-Hill, New York.
- RAMSAY, J.G. und HUBER, M. (1983): The Techniques of modern structural geology, Vol. 1, Strain Analysis - Academic Press.
- READ, F. (1985/1): Carbonate Platform facies models. - AAPG Bulletin, vol 69/1.
- REISER, K. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. - Geogn. Jb. 33, 57-198.
- RESCH, W. (1979): Zur Fazies-Abhängigkeit alpiner Trias-Foraminiferen. - Sonderdruck aus dem Jb. Geol. B.-A., 122/1, Wien.
- RICHTER, D. K. (1983): Calcareous Ooids: A Synopsis - Coated Grains (de. by T. M. Peryt), Springer-Verlag Berlin/Heidelberg.
- RICHTER, D. K. und BESENECKER, H. (1983): Subrecent High-Sr Aragonitic Ooids from Hot Springs Near Tekke Ilica (Turkey) - Coated Grains (de. by T. M. Peryt), Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- RICHTER, M. (1930 b): Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. - Jb. für Min. etc., Bd. 63.
- RICHTHOFEN, F.F. v. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. - 1. Abh. Jb. Geol. B.-A. 10, 72-137.
- RIEBER, H. (1965): Zur Wirbellosen-Fauna der Grenzbitumenzone der mittleren Trias des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). - Eclogae geol. Helv. 58/2, Basel.
- RIEBER, H. (1967): Über die Grenze Anis - Ladin in den Südalpen. - Eclogae geol. Helv. 60/2, Basel.
- ROHRBACH, A. (1977): Ela- und Silvretta-Decke zwischen Tinzenhorn und Alvaneu (GR). - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.

- ROTHPLETZ, A. (1900): Geologische Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung. - München, Lindauer'sche Buchhandlung.
- ROTHPLETZ, A. (1902): Führer durch die Alpen. 1. Gebiet der zwei grossen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin - Sammlung geol. Führer, 10. Berlin.
- RÜDIGER, H. (1984): Facies, Dolomitization and Karstification of Lagoonal Carbonates: Triassic of the Northern Alps - Facies 11, p. 109-156, Erlangen.
- SANDER, B. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias. - Z. für Kristallogr., Abt. B, Min. petr. Mitt., N. F. 48.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilvereihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. - Verh. geol. Bundesanstalt, 116/1 u. 2, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1967): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck. - Geol. Rdsch., Bd. 56/1, Berlin.
- SCHARDT, H. (1908): La Suisse - Publication du Dictionnaire géographique de la Suisse, Neuchâtel. Geol. Profil.
- SCHEIDEGGER, B. (1984): Geologie und Petrographie der Bernina, Teil 7: Piz Albris und südliches Languardkristallin. - Diplomarbeit, ETH Zürich.
- SCHILLER, W. (1904): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 14, 107-180.
- SCHILLER, W. (1906): Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. - Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 108-163.
- SCHLAGER, W. (1966): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. - Mitt. ges. geol. Bergbaustud., 17, 205-282, Wien 1967 b.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen - Geol. Rdsch., 59, 289-208, Stuttgart
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip der Stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. d. geol. Ges. Wien, 66-67.
- SCHNEIDER, H.J. (1964): Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the ladinian geosyncline of the eastern alps. - Developments in Sedimentology, 2, Amsterdam.
- SCHNEIDER, H.J. (1974): Geochemische Prozesse der Lagerstättenbildung in Sedimenten. - Schriften der GDMB, Heft Nr. 28.
- SCHROLL, E. (1979): Bleiisotopenzusammensetzung von Bleierzten aus dem Mesozoikum der Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., p. 403-409, Wien.
- SCHÜPBACH, M.A. (1969): Der Sedimentzug Piz Alv - Val da Fain. - Diplomarbeit ETH Zürich.
- SCHÜPBACH, M.A. (1973): Comparison of slope and basinal sediments of a marginal cratonic basin (Pedregosa Basin, New Mexico) and a marginal geosynclinal basin (southern border of Piemontais Geosyncline, Bernina nappe, Switzerland) - Ph.D. thesis, Rice Univ. Houston/Texas.
- SCHWARZACHER, W. (1954): Die Grossrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. - Tschermaks mineral. petrog. Mitt., 4, 44-54.
- SCHWEIZ. GEOLOGISCHE KOMMISSION. (1973): Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. - Eclogae geol. Helv. 66/2, 479-492.
- SEIBOLD, E. (1962): Untersuchungen zur Kalkfällung und Kalklösung am Westrand der Great Bahama Bank. - Sedimentology, No. 1, Elsevier Publ. Co., Amsterdam/London/New York.
- SEIBOLD, E. (1964): Beobachtungen zur Schichtung in Sedimenten am Westrand der Great Bahama Bank. - Neues Jb. geol. paläont. Abh., Bd. 120, Stuttgart.
- SEILACHER, A. (1982): Distinctive features of sandy tempestites. In: G. EINSELE & A. SEILACHER (Eds.), Cyclic and event stratification: (p. 333-449). - Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- SHEARMAN, D.J. & FULLER, J.G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan. - Can. Petrol. geol. Bull., Bd. 17, 496-525.
- SHELL INTERNATIONAL PETROLEUM MAATSCHAPPIJ B.V. (1976): Standard Legend.

- SHINN, E.A. (1983): Tidal flat. In: P.A. SCHOLLE, D.B. BEBOUT & C.H. MOORE (Eds.), Carbonate depositional environments. - Am. Assoc. petr. Geol., Mem. 33: 171-210.
- SOMM, A. (1965): Zur Geologie der westlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden) - Diss. Univ. Zürich, Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im CH-Nationalpark, 52.
- SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G. (1913): Ducangruppe, Plessurgebirge und die rhätischen Bögen. - Ecl. geol. Helv. 12, 476-497.
- SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilsferjoch. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 44, (p. 235).
- STAUB, R. (1917): Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. - Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 46/3, Bern.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe, 1:50'000. - Spez. Karte 118, Schweiz. geol. Ko.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. - Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 52.
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen, 2. Teil. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. - Ber. d. Natf. Ges. Freiburg i. Br., (Bd. XIII, p. 18-67).
- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden). - Inaug. Diss. Univ. Zürich.
- STRASSER, A. (1984): Black-Pebble occurrence and Genesis in Holocene Carbonate Sediments (Florida Keys, Bahamas and Tunisia) - Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 54/4, 1097-1109.
- STRASSER, A. und DAVAUD, E. (1982): Les croûtes calcaires (calcretes) du Purbeckien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France) - Eclogae geol. Helv. 75/2, Bâle.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden) - Schweiz. min. u. petr. Mitt., Bd. VIII.
- STUDER, B. (1837): Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden. - Neue Denkschrift der allg. schweiz. Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften, Bd. I.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz.
- STUDER, B. und ESCHER, A. (1839): Geologie von Mittelbünden - Schweizerische Denkschrift, Band III.
- STUTZ, E. und WALTER, U. (1983): Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass. - Eclogae geol. Helv. 76/3, 523- 550.
- SUESS, E. (1852): Untersuchungen der Brachiopoden in den sogenannten Kalkschichten von Kössen. - Jb. k. k. geol. Reichsanst. 3/1, 180-181.
- TARNUZZER, Chr. (1891): Der geologische Bau des Rhätikongebirges. - 35. Jb. natf. Ges. Graubünden, Chur.
- TARNUZZER, CHR. (1908): Geologische Beobachtungen während des Baues der Eisenbahn Davos-Filisur. - Separat-Abdruck aus dem Jb. der Natf. Ges. Graubünden, Bd. L
- TEBUTT, G.E., CONLEY, C.D. und BOYD, D.W. (1965): Lithogenesis of a carbonate rock fabric. - Contrib. Geol. 4/1, 1-13, Laramie.
- TERMIER, P. (1903): Les nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes - Bull. Soc. géol. Fr. 4ème sér., 711-765.
- TERMIER, P. (1904): Nouvelles observations géologiques sur les nappes de la région du Brenner (10 oct.). Sur les nappes de la région de l'Ortler (17 oct.). Sur la fenêtre de la Basse-Engadine (24 oct.). Sur la continuité des phénomènes tectoniques entre l'Ortler et les Hohe Tauern (31 oct.). Sur la structure générale des Alpes du Tirol à l'ouest de la voie ferrée du Brenner (7 nov.). - C. R. Ac. Sc. Paris, t. 139, p. 754.
- TERMIER, P. (1905): La structure géologique des Alpes orientales (6 nov.) - C. R. Ac. Sc. Paris, 159-161.
- TERMIER, P. (1906): La synthèse géologique des Alpes - Liège.
- THEOBALD, G. (1864): Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. - Beitr. geol. Karte Schweiz 1/2 (alte Folge).
- THEOBALD, G. (1866): Geologische Beschreibung der SW Gebirge von Graubünden - Geol. Karte d. Schweiz, Beitr. 3 (alte Folge).
- THOMPSON, G.A. (1960): Problem of late Cenozoic structure of the Basin Ranges. - Proc. 21st Int. geol. Congr., Copenhagen 18, 62-68.

- TICHY, G. (1975): Der erste körperlich erhaltene Kieselschwamm (*Tremadictyon cf. roemeri*) aus der Trias (Anis) der Alpen. - Verh. geol. B.-A., Heft 2-3, 67-73, Wien.
- TOLLMANN, A. (1960 a): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. - Jb. geol. Bundesanstalt, Bd. 103, Wien.
- TOLLMANN, A. (1961): Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau - Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 54, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese - Wien (Verlag Franz Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1964): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen - Z. dtsch. geol. Ges., Bd. 113/2 u. 3, Jahrgang 1961, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1972): Alter und Stellung des alpinen Verrucano in den Ostalpen.- Verh. geol. B.-A., 83-95.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. - N. Jb. geol. Paläont. 150, 19-43.
- TORNQUIST, A. (1898-1900): Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgebung von Recoaro und Schio (im Vizentin) - Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. L, 209-256 und 637-694. Ferner Bd. LI, 341-377. Bd. LII, 118-153.
- TORNQUIST, A. (1916): Die Buchensteiner Schichten - Zentralbl. für Min. etc., Stuttgart.
- TOZER, E.T. (1964): The Triassic period - Quarterly J. geol. Soc. London, Bd. 1205.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 46/2.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps - Bull. of the geol. Soc. of America, Bd. 71/6.
- TRÜMPY, R. (1966): Considérations générales sur le Verrucano des Alpes Suisses. - Pisa: Societa toscana di scienze naturali. Mitt. aus d. geol. Inst. der ETH und Univ. Zürich. N.F. 77.
- TRÜMPY, R. (1975): Peninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. - Amer. J. Sc. 275, 209-238, New Haven (Conn.).
- TRÜMPY, R. (1978): Tectonique alpine et tectonique des plaques - Min. Géol. et Energie, Rabat, 1978, Nr. 44, 21-23.
- TRÜMPY, R. (1973): The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. In: K.A. De JONG & R. SCHOLLE (Eds.): Gravity and Tectonics (p. 229 - 252). - John Wiley & Sons, New York/London/Sydney/Toronto.
- TRÜMPY, R. (1985): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. - Natf. Ges. Zürich, Neujahrsblatt 1985, Orell Füssli Graphische Betriebe AG, Zürich, 47.
- TRÜMPY, R. und DÖSSEGER, R. (1972): Permian of Switzerland - Rotliegend, Essays on European Lower Permian, ed by H. Falke, 189-215.
- TRÜMPY, R. und HACCARD, D. (1969): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France: Les Grisons. - C.R. somm. séances Soc. géol. France 9, 330-396.
- TRÜMPY, R. und TROMMSDORFF, V. (1980): Geology of Switzerland : A guide book, part B: Geological Excursions - IV, 211- 261, Schweiz. geol. Komm (Ed.)
- ULRICH (1984): Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde.
- VAIL, P.R. MITCHUM, R.M. und THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relativ changes of sea level. - Am. Assoc. petr. Geol., Mem., 26: 83-97.
- WAAGEN, L. (1924): Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges - Verh. geol. B.-A., 51-71.
- WEBER, H.P. (1976): Die Basis der ostalpinen Decken südöstlich Langwies (Schanfigg, GR.). - Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- WEISSERT, H. (1975): Zur Geologie der Casanna bei Klosters - Eclogae geol. Helv. 68/1, Basel.
- WENK, E. (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins - S.M.P.M., Bd. 14, Zürich.
- WERNICKE, B. (1981): Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen - Nature, 291/5817, 645-648.
- WERNICKE, B. and BURCHFIEL, B.C. (1982): Modes of extensional tectonics. - Journal of Structural Geology, 4/2, 105-115, Great Britain.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- WIRZ, A. (1945): Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen - Schweiz. paläont. Abh., Bd. 65, Basel.

- ZANCHE, de V. & FARABEGOLI, E. (1981): Skythian tectonics in the Southern Alps: Recoaro Phase. - Geol. pal. Mitt. Innsbruck, 10/10, 2289-2304.
- ZANCHE, de V. & FARABEGOLI, E. (1982): Scythian-Anisian Litostratigraphic units in the southern Alps. - Geol. pal. Mitt. Innsbruck, 11/9, 299-308.
- ZANINETTI, L. (1976): Les Foraminifères du Trias (Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique.). - Riv. ital. Paleont., 82/1, Milano.
- ZAPFE, H. (1973): Die Stratigraphie der alpin mediterranen Trias-Symposiums Wien. - Springer-Verlag: Wien/New York.
- ZAPFE, H. (1974): Trias in Österreich - Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium Wien, Mai 1973, Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. akad. Wiss., 2, 245-251, Wien.
- ZAPFE, H. & KÖNIG, H. (1980): Neue Reptilfunde aus der Mitteltrias der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). - Smn 189, 4/ 1-3, Wien.
- ZINKERNAGEL, U. (1968): Die permotriadischen Gesteinsserien des Jaggl, sein tektonischer Bau und sein umrahmendes Kristallin östlich des Reschensees, Obervinschgau, Südtirol - Diplomarbeit bei Dr. P. Schmidt-Thomé, TH München.
- ZOEPPRITZ, K. (1906): Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. - Ber. natf. Ges. Freiburg i.Br. 16, 164-231.
- ZORN, H. (1970): Frühdiagenetische Vorgänge im Salvatore-Dolomit (Mitteltrias, Kanton Tessin, Schweiz), - Z. dt. geol. Ges. 121, 163-177.
- ZORN, H. (1971): Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. - Schw. pal. Abh., Birkhäuser, Basel.
- ZYNDEL, F. (1910): Über die Tektonik in Mittelbünden - Eclogae geol. Helv. XI/3, 294-296, Lausanne.
- ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens - Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 41, 1-40.

Das Gulota-Profil (782'260/170'900/2690) (Fig.41)

Schicht Nr.

Mächtigkeit in m

Basis der Aufnahme bilden die ersten karbonatreichen Sandsteine der oberen Fuorn-Fm.:

Oberste Fuorn-Fm.:

- 1) 1,5 Grobkörnige Sande ockergelber Anwitterung mit Karbonatgehalt von 20 - 45% in der Matrix. Sortierung mässig, Rundung der Komponenten "subrounded". Klüfte, die die Bänke von durchschnittlich 0,5 m Mächtigkeit durchschlagen, sind durch Dolomitkristallisation (Quarz im Zentrum) verheilt. Die Schichtflächen glatt, einzelne Fetzen von Hellglimmer und gsäumtem Ton zwischen den Quarzen der Grobsande.
- 2) 0,5 Zellig herauswitternde, grobkörnige Sande, schlecht sortiert. Einzelne Stylolite folgen alten Sedimentoberflächen und zeichnen ein Netz mit spindelförmigen Maschen. Kreuzschichtung, gewellte Schichtgrenzen.
- 3) 0,3 Massige Sande mit Bankgliederung durch gradierte Zyklen von 3-6 cm Mächtigkeit, Kornfraktion zwischen 0,2 und 2 mm variierend.
- 4) 1,8 Massige Bänke von 60 cm, dolomitreiche Sande mit ausschliesslich Quarz, weniger als 12% Feldspat. Komponenten von Gesteinsfragmenten quarzitischer Art sowie tonreiche Muscovit-Quarzsilte mit Durchmesser von max. 1,5 mm nur basal in gradierten Lagen eingefaltet. Homogene, massige Textur, inverse Gradierung in der Mitte der untersten Bank, schlechte Sortierung der Komponenten, unter denen bis zu 1,2 cm lange Quarzfetzen vertreten sind.
- 5) 0,6 Nach oben zunehmend karbonatreichere Sandbank mit leichter foreset-bedding-Zeichnung im mittleren Teil. Einzelne foresets zwischen 3 und 5 cm mächtig mit Winkeln von 18-30° in bottomset übergehend. Dolomit hell anwitternd.
- 6) 0,06 Phylonitische Silte mit Dolomitgehalt über 50%. Grün bis rostbraun.

Top der Fuorn-Fm., Basis der Ducan-Fm.:

Gracilis-Mb.:

- 7) 0,7 Dolomite mit Silthäuten im Abstand von 8-10 cm zurückwitternd und mit geringem Quarzgehalt.
- 8) 1,3 Dolomit wechsellagernd mit siltreichen Dolomiten in guter Bankung. Knollige Schichtserie. Selten Rippen erkennbar. Eine Zwischenlage von 5 cm Mächtigkeit ist stark bioturbiert.
- 9) 0,8 Markante, grau anwitternde Dolomitbank, nach oben in Wechsellagen Sand und Silt führend (max. 20% terrigener Detritus). Keine Sedimentstruktur erkennbar, ausser einer gradierten Schichtung in den ersten 10 cm.
- 10) 0,5 Siltführende Dolomite, im Rhythmus von 3 - 7 cm Tonhäute führend. Oben ockergelbe Anwitterung, Bankung 20 cm.
- 11) 2,3 Braun anwitternde Sande mit hohem Dolomitgehalt (mehr als 50%). Übergend in knollige Dolomite mit Sand- und Siltfraktion bis zu 40%, gradierte Sequenzen im cm-Bereich, homogene Partien im oberen Teil. Lateral z.T. bessere Bankung. Hellere Färbung geht mit geringerem terrigenem Detritusanteil einher.
- 12) 2,2 Hellgraue bis beige, schlecht gebankte Dolomite. Knollige und wellige Schichtflächen oder Höcker mit $I=3$ cm, $A=0,8$ cm. Grobspätiger Bruch, Kalzit nur in Haarrissen und Fibres. Leichte Lamellierung, Tonfraktion in feinen Lagen. Herzförmiger Querschnitt eines Lamellibranchiaten von 2 cm neben Ostracodenschillen (SG, sG). Im Top Trochitenstiellglieder: matrixreicher Typ (PG).
- 13) 0,6 Plattige, beige Dolomite, gute Bankung durch Einlagen von braun anwitternden Quarzsanden im Abstand von 5-8 cm. Mächtigkeit der einzelnen Sande max. 1,5 cm (SG). Unterseite der Bank gezähnt, Oberseite mit Rippen versehen. $I = 20$ cm, $A = 2$ cm.
- 14) 2,0 Hellbeige bis ockergraue, leicht gewellte Bänke von 40-60 cm Mächtigkeit, versehen mit maschenförmigen quarzitischen Klüften. "keystone vugs" von 2 x 4 mm sind quarzitisches kristallisiert.
- 15) 1,3 Schlecht gebankter, im Top fein gegliederter Abschnitt mit knolligen Schichtflächen. Unterseite:

- $\lambda=5$ cm, $A = 2-3$ cm; Oberseite: $\lambda = 5-8$ cm, $A = 3-5$ cm. Mikrosparitische Körnung, Quarzhäute. Stark gerippte Brachiopodenformen und hochkonische Gastropoden (max. 2 cm lang) sind schlecht erhalten. In Dellungen der Schichtoberseite bis max. 2 mm tonsiltreiche Häute. (SM)
- 16) 1,7 Bräunlich-graue bis weiss herauswitternde, massig gebankte Lithologie mit feiner stromatolithischer Lamination parallel zur leicht gewellten Schicht. 4 mm hohe spitzkonische Gastropoden und Schalen von Ostracoden. (SM - AL)
- 17) 0,05 Aufarbeitungsbrekzie von (16) in tonsiltreicher, rostig anwitternder Matrix vom Typ (GRsG.)
- 18) 1,2 Zyklische Sequenz von gradierten Schüttungen schlecht gerundeter Quarzfraktion bis 1mm im 10 cm-Bereich. Wenige Trochitenstielglieder, leicht gewellte bis glatte Schicht. Im Top Ansätze zu Rippelbildung, wobei Hammock-ähnliche Strukturen einer horizontal geschichteten und durch undulierende Basis des Hangenden gekappte Schüttungen häufig sind.
- 19) 0,8 Knollige, rostige Dolomitknauern in siltreicher kleiner Matrix (vgl. Strassenprofil Tuors-Davants) .
- 20) 2,3 Wellige Schichtflächen trennen Bänke von durchschnittlich 20 - 40 cm. Basal grobe Arenite mit Ostracoden und Bactrillien. Sandlagen über Rippelflächen gradiert im 5 mm bis 1,2 cm-Bereich in diffus begrenzte Siltlagen übergehend. *Dadocrinus gracilis* BUCH. Selten stark gerippte Lamellibranchiata, stark rekristallisierte Ostracoden. Bis zu 3,5cm hohen Teepee-Strukturen. Im Top 50 cm mächtige, grau-braun anwitternde, homogene Dolomitbank mit grobsparitischer Körnung.
- 21) 1,9 In der unteren Hälfte zurückwitternde, wellig gebankte, hell herauswitternde Serie. Höhere Bänke mit gradierten Karbonatbrekzien. (TG). Pflanzenresten, Gastropoden, Ostracoden und Bruchstücke von Knochen neben Peloiden und Bactrillien. Ueberdeckt von feinlagigen Stromatolithen. Einzelne Lagen sind bioturbirt. (BP)
- 22) 0,2 Gewellte Schichtflächen, Rippeln $\lambda = 2$ cm, $A = 0,5-0,7$ cm. Feine Sandlagen und loferitische Dolomite, Mudcracks, Sheet-cracks und Peloidlagen. (AL)
- 23) 1,0 Massige Dolomitbank mit bioarenitischen Einschaltungen. Lagen von Rindenkörnern mit rostig oxidierter Kruste und Crinoidenstielgliedern bis zu Durchmessern von 3 mm, getrennt von reinem Dolomit durch Silexhäute.
- 24) 0,8 Feinbankige, gewellte Dolomitsequenz (Bank 10 cm) mit grobem Echinodermenschutt, verkieselten *Terebratula* sp. und *Tetractinella trigonella* SCHLOT. (PG).
- 25) 1,4 Hervortretende Bänke von hellem Dolomit (basal schlecht gebankt). Quarzverfüllte Klüfte und gewellte Schichtoberflächen, Crinoidenstielglieder, *Terebratula* sp. und Lamellibranchiatenfragmente neben ton-siltigen Einschaltungen.
- 26) 0,01 Violett anwitternder Feinsilt mit Tonschmitzen von max. 0,5 cm Länge (Flatpebbles).

Top des Gracilisdolomit Mb., Basis des Brachiopodenkalk Mb.

- 27) 0,5 Dunkle, knollige Dolomite, gut gebankt zurückwitternd. *Terebratula* sp. und dispers verteilte Crinoidenstielglieder (max. 0 2mm) . Dolomitknollen von $x = 5-7$ cm, $y = 2-4$ cm, $z = 3-5$ cm . Hämatitführend.
- 28) 0,35 Mikrosparitische Dolomite in Bänken zu je 10 cm, von oben her durch siltführende, dunklere Dolomite in Knollen aufgelöst.
- 29) 0,7 Dolomite vom Typ (27) mit fein laminierten Sanden, gradiert. (SW)
- 30) 0,1 Beige Bank, wenig gewellte Schichtgrenzen. Kerne von Bivalven in Pyriterhaltung. Kalklage von 1 - 3,5 cm Mächtigkeit in mikritischem Dolomit eingeschaltet.
- 31) 1,0 Beige-braune bis grau-olive Bank, fossilleer. (W)
- 32) 0,25 Stark zurückwitternde Feinbänke mit Silt und Hämatit. *Terebratula*, *Tetractinella trigonella* SCHLOT. und *Pentacrinus* sp. enthaltend.
- 33) 1,3 Gewellte Schichtflächen $\lambda=10$ cm, $A=0,5$ cm, bei guter Bankung und mässiger Knollenauflösung enthalten bis zu max. 10% Feinsilt. Kleine, weiss kristallisierte Trochiten im Mergeldolomit neben fraglichen Querschnitten von *Lima* sp. und unbestimmbaren Brachiopoden. *Terebratula* sp. mit kalzitischer Weissspatfüllung oder als isolierte Schalen in Dolomitmikrit. (BW)
- 34) 0,04 Violette Tonsiltlage mit kleinen Flatpebbles (vgl. Schicht 26).
- 35) 0,1 Knollige beige-graue Dolomite mit gewellter Schichtoberseite (PM).

- 36) 0,02 Lumachellen-Tempestitlage mit *Nucula* sp., *Nucula strigilata* GOLDF., *Tetractinella trigonella*, SCHLOT. *Terebratula*, evtl. *Daonella* sp., *Lingula* sp. und Gastropoden neben Crinoidenschutt. Wenige tonige Flatpebbles (BP).
- 37) 1,6 Braungraue Dolomite, knollige, durch Silthäute abgesetzte gewellte Schichtflächen. Sandeinschaltungen (SW). Wasserwaagen mit gradierten Innenstrukturen, hellere Bänder mit Strömungslaminae. Bank min. 2 cm. max. 25 cm. *Lingula* und *Nucula* sp., *Tetractinella trigonella* SCHLOT. untervertreten. Brachiopoden als Chertknollenzentren, die kalzitisch rekristallisiert sind.
- 38) 0,2 Dunkle Dolomitsparite mit Silexlagen, von 5 cm. Biodetritus und Borrowings in durchschnittlich 3 cm-Lagen von gradierten Areniten. Mergelig-tonige Zwischenlagen von mm Mächtigkeit.
- 39) 0,8 Plattig gebankte Dolomite mit silexreichen, strömungs-laminierten und normal gradierten Areniten. Bankung 2 - 7 cm. Vereinzelt Chertknollen und Kalzit-verfüllte Brachiopoden.
- 40) 1,1 Knollige, beige-hellgraue Dolomite mit schlechter Bankung, nach oben gänzlich in Knollen aufgelöst. Silteinschaltungen in feinen Lagen zwischen Peloidschlickern (SW).
- 41) 1,7 Stärker hervorwitternde knollige Bänke mit Silexhäuten in sparitischen Dolomiten. *Tetractinella trigonella* SCHLOT. Siltlagen nach oben zunehmend, Lumachellen führend. Wellige Schicht mit $\lambda = 2-10$ cm, $A = 5$ cm (max.).
- 42) 1,2 Gelblich-weiße Dolomite mit Lobat-cusbat-Strukturen. Knollen von Dolomit in dunklem Silt mit weniger als 5% Ton in Form von isolierten Fetzen. Zwei Bänke voller verkieselter Brachiopoden: *Tetractinella trigonella*, *Terebratula* sp., Rhynchonellidae, Crinoiden, Bactryllien, Lamellibranchiata (*Linastrea*?), kleine Knochenfragmente und Ostracoden. (BT)
- 43) 2,3 Zurückwitternde, stark knollige Serie von gut gebankten Dolomiten. Dolomitarenite und Feinsilte in Schnüren und Häuten zwischen kartoffelgrossen Knollen. Wenige Lumachellen geringer Dichte, Bactryllien und kleine *Terebratula* sp. in Siltlagen. Crinoidenschutt mit Durchmesser max. bis 1,5 mm neben kalzitisch kristallisierten Poren von 0,3 mm. Gegen oben glatte Schicht mit wenigen Ganoidschuppen kleiner als 1 mm.
- 44) 0,6 Hervorspringender, knolliger Stapel von 25 cm gebankten Dolomiten mit welligen Schichtflächen. Rippeln: $\lambda = 10$ cm, $A = 1,2$ cm. Mikritische hellgraue Lithologie. Homogen verteilte Tonfraktion und *Terebratula* sp., Crinoidenstielglieder, Ganoid-schuppen und Flossenstachel (0,8 x 9 mm). Im Top Silexkonkretionen und Uebergang in 10 cm mächtige violette Mergeldolomite (vgl. Schicht 34 und 26).
- 45) 1,2 Gelb-braune mikrosparitische Dolomite mit Rippeln $\lambda = 10 - 25$ cm, $A = 2$ cm. Unten schlechte, oben gute Bankung. Wenig Ton. Im gebankten Teil zunehmend knolligere Schichtunterseite und Silexschnüre max. 2 cm mächtig. In Siltareniten Biodetritus: Fischschuppen und Zahnfragmente, Terebratullide Brachiopoden, *Tetractinella trigonella* SCHLOT. *Pentacrinus*, Kalzit-verfüllte Kleinkonkretionen. Diskordanzen bis zu 5° an der Basis der Siltarenite.
- 46) 0,8 Hellanwitternde, dunkle, sparitische Dolomite mit Softpebble-Brekzien. Eckige Komponenten in braun-grauer, mergeliger Dolomitmatrix. Muscheln (Typ *Mya*). Erste kalzitische Matrix unter oberster Bank, welche Sturmflutbrekzie mit Flatpebbles und umkrustetem Biodetritus enthält (15 cm) BP 2)
- 47) 1,1 Kalke mikrosparitisch mit Kreuzschichtung, maximale Winkeldiskordanz: 45°. Zahnfragmente, Crinoidenstielglieder und wenige Bruchstücke von *Terebratula* sp.
- 48) 0,3 Dolomit mit Rippelmarken: $\lambda = 5$ cm, $A = 1$ cm. In höheren Partien: $\lambda = 6$ cm, $A = 3$ cm. Hohlräume mit Brachiopodenform durch kalzitisches Zement verfüllt.
- 49) 0,9 Blau-graue mikritische Kalke, vereinzelt sparitisch rekristallisierte Pebbles führend (max. 3 cm). Knochenfragmente Ganoidschuppen, kleine *Terebratula* und *Nucula*, Crinoidenstielglieder. Östlich der Gulota sind die obersten 15 cm dieser Bank dolomitisiert.
- 50) 0,85 Zwei hell heraus witternde Dolomitbänke fassen 35 cm knolliger Kalke ein. Die Toplagen der Dolomite sind hellgelb verfärbt, Emersion. Feinbrekzien mit hellen, dolomitischen Flatpebbles in violetter, siltiger Dolomitmatrix, fragliche Dasycladaceenreste.
- 51) 3,1 Knollenkalke, mergelreiche gelbe Matrix, Tongehalt max 5%, diffus verteilt. Knollen aus sparitischem, blauem Kalk. In den Mergeln lösungsdeforimierte und z.T. verscherte Crinoidenstielglieder. In Knollen vermehrt Schalenfragmente von Brachiopoden und Muscheln.

- Fossilgehalt geringer als zwischen den Schichten 30) und 45) Steigt der Dolomitgehalt über ca. 40%, so wittern Bänke von max. 20 cm heraus, darin geringerer Fossilgehalt als in den Kalken. Pyrit- erhaltene Kerne von Muscheln mit langen Siphon, Schalen oxidiert. (BW)
- 52) 0,4 Mikrosparitische Dolomite, basal viel Biodetritus und Kalkknollen in dolomitisch, mergelreicher Matrix: Tempestitlage.
- 53) 1,2 Kalkbänke von 10-20 cm mit Zwischenlagen von Mergelschiefern (max 2cm), bis auf wenige Crinoidenstielglieder fossilleer. Basal selten geschlossene Terebratulidae mit kalzitischem Orthosparit verfüllt. (SiW)
- 54) 0,35 Dolomitbänke mit basaler Brekzie von Litho- und Bioklasten: Tempestit. Fragmente von Crinoiden und Brachiopoden.
- 55) 0,4 Sparitisch lilafarbene Kalke, schlecht gebankt, bilden mit siltreicheren "Zwischenlagen" Cusbat-lobat Strukturen. Pseudomorphosen nach Gips (Zwillinge) und Anhydrit: Silex umkrustete Knötchen (max. Durchmesser = 3mm).
- 56) 1,7 Schlechtgebankte, nodulöse Kalksparite, wenig Crinoidendetritus, fragliche Ganoidschüppchen, pyritisierte Lamellibranchiatenschalen. Top durch 1,5-3 cm mächtigen Tonsilt (20 % nichtkarbonatischer Anteil) charakterisiert, darin Knollen von Coelestin und Gipskristallen. (Durchmesser max. 6 cm, authigene Kristalle bis 1x4 mm gross, in "Clusters" auftretend).
- 57) 1,4 Mässig gut gebankte blaugraue Mikrite mit karminroten Silthäuten (alles Kalke), monaxone Skleren und *Terebratula* sp. (markant hervorspringendes Schichtpaket).
- 58) 1,8 Stark bioturbirte knollige Kalke (Mikrosparite), lila Silttone, gewellte Schicht: $\lambda = 20-30$ cm, A= 3 cm max. Frassspuren bilden Knollenzentren. Gut gebankte, mikritische Kalke, darüber Rippelmarken und hell anwitternde Lumachelle mit Lamellibranchiata, Brachiopoden und kleinen Crinoidenstielgliedern. Zweimal 10 cm mächtige Tempestitlage. (BP 2)
- 59) 1,5 Blaugraue, gut gebankte mikritische Kalke, Nester von Mikrosparit, Schichtunterfläche leicht gewellt $\lambda = 20-30$, A=2-6 cm, Kalzitklüfchen und Kalzit;
- 60) 0,45 Fleckige, braungraue Kalke mit Bänderung: schwarze Mikrite und graue Mikrosparite in Wechsellagerung. Mikrosparite sind bioturbirt: p der Frassspuren max. 5,4 cm, Verzweigungen sind selten und weisen keine Knoten auf.
- 61) 0,7 Dunkle, sprödebrüchige Kalkmikrosparite mit gewellter Schichtfläche. Selten Fragmente von glattschaligen Brachiopoden.
- 62) 0,4 Feingebankte, mikritische Kalke, dunkelgrau mit glatter Unter- und leicht gewellter Oberseite. Ganzes Paket zwischen begrenzenden Tonhäuten von der Gulota nach Westen in Dolomitruditischer, hellanwitternder, rekristallisierter Ausbildung.
- 63) 0,5 Onkolithische Biopelsparite, angebohrt und z.T. in diffus begrenzte Softpebblelagen bis max 30 cm aufgelöst. (BP)
- 64) 1,1 Dunkelgraue, gutgebankte, mikrosparitische Kalke mit leichtgewellter Schichtfläche, partiell mikritisch. Westlich der Gulota ist dieser Schichtstoss sparitisch dolomitisiert und wittert gelb bis orange an.
- 65) 0,6 Mausgrau anwitternde, gutgebankte Kalke mit stark höckrigen Bankunterflächen, leicht gewellte Bankoberseite. In dunkler, mikritischer Matrix liegen hell anwitternde, kalkige Mudpebbles von max. 4 cm z.T. invers gradiert und an der Bankbasis weich verformt (max. Strain: 1:2). Fossilleer. Diskordant durchschlagende Kluft imprägniert das Gestein unter Bildung von idiomorphen Dolomithomboedern (max. Zone von 10 cm, Durchmesser der Kristalle max. 1,5 mm), (TDES)
- 66) 2,95 Braungraue, gutgebankte Dolomite (Bank: 3-8 cm, basal dreimal 15 cm), glatte Schichtfläche nur leicht gewellt. Lumachelle bildet Basis der zweiten Bank: Lamellibranchiaten von 0,2 bis 1,0 cm z.T. zweiklappig geöffnet. In Mitte des Schichtstosses Lagen von "Dolomitisationsbrekzien": dunkle, eckige Komponenten in etwas hellerer, dolomitischer Matrix, Transport gering, Fitting gut. Darüber Bactrillien und vereinzelt Bruchstücke von Crinoidenstielgliedern (kleiner 1 mm). Ganzer Komplex von dolomitisch kristallisierten Fibres durchsetzt und nestweise grobsparitische bis ruditische Dolomithomboeder. (BW)
- 67) 1.35 Beige-graue, knollige Dolomite, schlecht gebankt ausser im zentralen Teil: laminierte Bänklein zu 3 cm durch 1 cm mächtige ockerfarbene Dolomitsparite unterbrochen. Diskordant abgeschnittene "Mikroflasers", untergeordnet Kalzitarenit führend. Stromatolithen (microbial mats) und Feinsilt-muddrapes.

68) 0,4 Helle, grobsparitische Dolomite, stark zurückwitternd, gewellte Bankung, Ostracoden.

Top des Brachiopodenkalk Mb.

Basis des Trochitendolomit Mb.

- 69) 1,4 Helle, sparitische Dolomite, zunehmend gut gebankt (5 bis 15 cm). An Basis der Bänklein in linsenförmigen Silttaschen (2mm x 3cm) gradierter biogener Detritus: Hochkonische Gastropoden, *Pentacrinus* sp., Lamellibranchiata. Flaserbeds und Burrowings. (MW)
- 70) 0,7 Weissgrau anwitternde Dolomite, sparitisch. Wenige Tonfilamente und Flatpebbles, basal 2cm Tempestit mit weissen Crinoidenstielgliedern in dunkler, mergelhaltiger Matrix (Durchmesser max. 0,5 cm). Feinbrekzie mit hellen Dolomitkomponenten von Durchmesser 3mm. Flache Schichtunterseite. (BT)
- 71) 1,6 Beige-grau anwitternde, helle, mässig bis gut gebankte Dolomitsparite. Schichtflächen wenig gewellt bis flach. Bankweise Übergänge von Flaserbeds über Burrowing-Lagen in Stromatoliten (microbial-mats), (Bankmächtigkeit 25-30cm) (AG)
- 72) 0,8 Braungraue Dolomitsparite, gute Bankung, helle Anwitterung. Mudpebbleconglomerates und Peloidlagen im Wechsel, Tempestite mit vereinzelt Lamellibranchiaten. Burrowing, *Natica* sp.? mit Durchmesser von 2cm. (BG und PG)
- 73) 1,1 Grobkörnige Intrasparite, z.T. feinkörnigere Einlagen, heterogene Bankmächtigkeit (5-50cm). Trochiten nesterweise zusammengeschwemmt, Lagen nicht mächtiger als 2,5cm bei Durchmesser von 5-15mm. Graded beddings, Strömungslaminationen und Diskordanzen mit $\lambda = 10-35$ cm kleine "Hummocks", darüber Rippeln ($\lambda = 5-7$ cm, A = 1,5 cm).
- 74) 2,0 Massige, grobe, gebankte, mittel- hellgrau anwitternde, sparitische Dolomitarenite. Bänke basal strömungslaminiert. Selten Crinoidenfragmente. Basal hämatitführende Styloliten. (PG, BG und OG)
- 75) 0,25 Ockergelb anwitternde, feingebankte Dolomit-Mikrosparite. Schwarze Tonsilte, Stromatoliten (microbial-mats), Pseudomorphosen (Anhydrit) in Lagen, Loferite?
- 76) 1,15 Helle, schlechtgebankte sparitische Dolomite (z.T. Mikrosparite). Mergelreichere Partien sind strömungslaminiert und weisen Pseudomorphosen nach Gips auf. Rekrystallisierte Oopelsparite. (OG)
- 77) 0,30 Gelbe, mergelreiche Dolomite, sparitisch. Graded bedding in feinen, ausgezogenen Flasers (max. 5mm)
- 78) 1,0 Schlecht gebankte Serie braungrauer Dolomitsparite. Peloidlagen, z.T. gradiert, 3-6 mm mächtig, geben dem Gestein ein gestreiftes Aussehen. Im oberen Teil mikritisch umkrustete Körner und Flatpebble-conglomerates neben extrem feinen Laminae (ev. microbial mats). Loferite mit vadosem Silt. Partiiell Burrowings. (OG)

Top des Trochitendolomit-Mb.. Top der Ducan-Fm.

(782'000/171'050/2830)

Basis der S-Charl-Fm. mit dem Ravais-ch-Rauhacke-Mb.

Das Profil der Prosanto-Fm. am Piz Prosonch (Fig.53)
(780'200/170'150/2510 bis 780'000/170'350/2400)

Schichtnummer:

Mächtigkeit in (m):

- 1) 1,7 massige, graue Dolomitsparite mit Bruchstücken von Gastropoden (ev. stark rekristallisierten Dasycladaceen).

Basis der Prosanto-Fm. :

- 2) 0,2 plattige, dunkle Dolomite (Bankung 5 cm) mit rostigbraunen Silthäuten, Fischschuppen, Zahnfragmenten.
- 3) 1,5 mikritische Kalke, glatte Schichtflächen mit Fischschuppen. Z.T. sehr feine Bankung (0,02m).
- 4) 0,5 massige Kalkbank mit gewellter Schichtunterfläche. Styloithhäute karminrot, im Top vereinzelt kleine Crinoiden-Stielglieder.
- 5) 2,5 feinplattige Kalke mit kupferfarbigen Silthäuten auf glatten Schichtflächen. Feine Lamination absolut parallel. (PRL). Wechselbankung mit tonreicheren Lagen im 5-10cm-Rhythmus. Fischschuppen und Lingula.
- 6) 2,0 hellgrau bis gelblich-weiss anwitterndes Schichtpaket mit wechselnder Bankmächtigkeit und gewellten Schichtflächen. Gelbbraune Tonhäute liegen in den Taschen der Schichtflächen. Angelöste Pseudomorphosen nach Sulfatkristallen (Gips) sind gradiert in Vertiefungen der unterliegenden Bank angereichert. Crinoidenstielglieder, Schalenfragmente rhynchionellider Brachiopoden. Bioturbationsspuren sind an gelbe Dolomitbänke gebunden.
- 7) 1,0 extrem feine Bankung durch braunrote Tonlagen zwischen mikritischen, schwarzen Kalken.
- 8) 1,8 heterogene, feingebankte Abfolge mit gelb-grauen Dolomitbänklein wechselnder Mächtigkeit. Basal gelbe Tonschnüre (Tuffite ?). Fragliches Knochenfragment neben Fischschuppen.
- 9) 2,3 dunkelbraune bis schwarze feinplattige Kalke mit glatten Schichtflächen. Z.T. Kalzitement in schichtparallelen Klüften. Knochenfragmente und Fischschuppen.
- 10) 4,8 heterogener gut gebauter Schichtstoss mit drei dolomitischen Bänklein, welche gelb anwittern und keinen Biodetritus enthalten. Die dunklen Kalke mit knorrigen Schichtflächen enthalten Fischschuppen und einzelne Fische (*Habroichthys* sp.). Zwei je 0,3cm mächtige Tonhäute wittern ockerbraun an, ihre Kornfraktion erreicht die Siltgrenze nicht.
- 11) 7,5 (Pflock I) regelmässig gebankte (10-15cm) dunkelgraue plattige Kalke. In den obersten 2m knollige Schichtgrenzen. Die Bänklein sind basal gradiert und zeigen im Top oft Strömungslamination. Kreuzschichtung tritt erst im oberen Teil der weniger regelmässig gebankten, durch Tonsilte getrennten Bänklein auf. Bei Pflock I zwei Lagen von Pseudomorphosen nach kleinen Gipskristallen (Durchmesser 2mm). Der oberste feinclaminierte Teil wittert dunkel an und enthält Fischschuppen (*Semionothus* sp.).
- 12) 4,0 Drei mächtigere Bänke (2m, 1,1m, 0,9m) enthalten neben zahlreichen Styloolithen helle Nester von kalzitischen Pseudomorphosen nach Sulfatkristallen (Durchmesser bis zu 5mm). Die mikrosparitischen blaugrauen Kalke weisen Ähnlichkeit mit den S-charl-Kalken auf.
- 13) 5,3 (Pflock Q) dunkle mikritische Kalke mit feinen Laminae. Zwei Einschaltungen von fast vollständigen Turbiditen: Gradierte Lagen mit dolomitischen Brekzienkomponenten, leichte Kreuzschichtung, convolute bedding, feine Laminae.
- 14) 10,0 (Pflock Z) Drei Sequenzen mikrosparitisch, grauer, brekziierter Kalke, getrennt durch zwei dunkle Bänder, feingebankter Laminite mit glatten Schichtflächen. Die Brekzienkomponenten enthalten stromatolitische Laminae. Die sind z.T. gerundet und in mikrosparitischer Kalkmatrix eingebettet (Gleitbrekzie). Nesterweise kommt kalzitischer Weissspatzement vor (Durchmesser bis zu 2m). Die Brekzierung in den dunklen, feingebankten Lagen werden als Kompaktions-Phänomen interpretiert.
- 15) 4,0 feingebankter, mal hell, mal dunkel anwitternder Schichtstoss. Die unregelmässigen Schichtflächen kommen durch intensives Slumping zustande. Fischschuppen und Zahnfragmente.

- 16) 5,8 glatte Schichtflächen bei unterschiedlich mächtiger Bankung. Mächtigere Bänke (bis zu 0,8m) können partiell dolomitisiert sein. Sie wittern hell an (Ähnlichkeit zur Lithologie der Turettadolomite). Auf dünnbankigen, dunkelblauen Kalken liegen schichtparallel Calcedonkugeln, Fischschuppen.
- 17) 6,7 sekundär dolomitisierte Brekzienlagen mit Weissspatzement, hellgrau anwitternd. Einzelne Komponenten weisen Laminae und Slumping auf. Der Weisspat verliert sich lateral in "sheetcracks". Grauer Dolomitsparit bildet die Matrix. Die oberste, markante Brekzienbank wird nach E mächtiger und verliert sich gegen W im Piz Prosonch.
- 18) 3,4 Dolomitische Mikrite (vgl. 2.), bräunlich bis dunkelgrau mit gewellten Schichtflächen. Wenige Lagen mit extrem feingebankten Kalken (0,5-2cm) (PRM) (Pflock H in der Mitte, Pflock C an Obergrenze)
- 19) 20,8 Kalkige Abfolge mit regelmässig feiner Bankung bei glatten bis leicht gewellten Schichtflächen. Gelegentlich karminrote Tonhäute und kleine schichtgebundene Silexknötchen (Durchmesser 3mm). Die obere Hälfte der Serie wittert etwas heller an, ist mikrospartisch ausgebildet und weist z.T. Lamination und Kreuzschichtung auf (Kalziturbiditserie bei Pflock H). Der obere Teil der Sequenz enthält hauptsächlich Laminite in welche sich eine markante, gradierte Bank mit dolomitischen Komponenten (bis 1,5mm) (PRL) einschaltet. Gegen E ist die untere Hälfte dieses Abschnittes dolomitisch ausgebildet.
- 20) 2,0 (PFLOCK C, 2510m, 150/35) hellgraue Kalke mit feiner stromatolithischer Lamination. Zwei Bänke zu 0,5m. Detritus von Dasycladaceen und Gastropoden (PRBM)
- 21) 7,8 Heterogene Serie von feinlaminierten Dolomitmikriten und dünnplattigen Kalken mit karminroten Tonhäuten. Wenige etwas mächtigere Bänklein mit knolligen Schichtgrenzen enthalten Biodetritus (Biralven und Dasycladaceen: *Physoporelle lepotheka* KOCHANSKY) (PRBM)
- 22) 6,7 blaugraue, feingebankte Kalke mit Kalziturbiditen. Gradierte basale Teile der Bänklein enthalten Bruchstücke von Dasycladaceen und Gastropoden. Fischschuppen und Zähne sind selten. (PRBM)
- 23) 1,3 (PFLOCK S) mikrospartische Kalke mit dolomitisierten Peloiden und biogenem Detritus. Die Schalen (Biralven, Gastropoden und Dasycladaceen) sind dolomitisch erhalten. (PRBM)
- 24) 12,0 (PLOCK O) unterschiedlich mächtig gebankte Serie dunkler Kalke. Schichtflächen meist glatt, in der Mitte der Sequenz gewellt (A=2cm, L=15cm). Darüber eine brekziöse Bank mit spartischer Dolomitgrundmasse. Im Top Biodetritus, hauptsächlich Dasycladaceen (*Diplopara annulata* PANTIC) (PRM, PRBM)
- 25) 10,6 Feingebankte mikritische Abfolge mit z.T. gewellten Schichtflächen (A=2cm, L=5cm). Partiiell dolomitisiert (heller Mikrospart). Im unteren Abschnitt überwiegend normal gradierte Bänklein, nach oben hin Slumpbrekzien und stark laminierte Bänklein (vgl. Schichtpaket 19.). einzelne vollständige Kalziturbidite (ausgeprägtes "convolute bedding"), wenig Biodetritus.
- 26) 20,0 (PFLOCK T an Basis, N in Mitte) Etwas mächtiger gebankte mikritische Kalke (15-30cm). Wenige dolomitische Bänklein welche meist verslump sind, enthalten Bruchstücke von Lamellibranchiaten. In der oberen Mitte enthält eine dunkle Bankfolge (über PFLOCK N) helle gerissene Dolomitlagen (Entwässerungs- und Kompaktionsbrekzie). Fischschuppen sind in den dunklen, bituminösen Lagen häufiger als in den heller anwitternden, mikrospartischen Kalken, welche z.T. kleine Bruchstücke von Lamellibranchiatenschalen führen. 3m über PFLOCK N enthält eine Kalkbank Calcedonknöllchen mit Durchmessern bis zu 3mm .
- 27) 14,0 (PFLOECKE A und S) Grauschwarze Kalke, z.T. rostig anwitternd mit Zwischenlagen dunkler bituminöser Kalkschiefer. Einzelne Niveaus sind verslump und enthalten in den Slumps Weisspat-Zement. Gradierte Bänklein enthalten als grobste Fraktion Bruchstücke von Dasycladaceen. Fischschuppen kommen meist in dunklen Laminiten vor. Zwischen den gradierten und laminierten Bänklein sind homogene Schlickbänke häufig.
- 28) 5,5 Kreuzgeschichtete Kalke mit knolligen Schichtflächen. Basal und an der Obergrenze treten Silexknollen auf. Eine leicht tonhaltige Schicht in der Mitte führt rekristallisierte Ostracoden. Die Kieselknollen können dolomitisch rekristallisiert sein.

- 29) 12,5 (PFLOCK O und R) Dünnpaltige, mergelige Kalke mit glatten Schichtflächen weisen z.T. Gradierungen auf. Drei mächtigere Schichtpakete führen Silexknollen und sind durch Tonhäute auf gewellten Schichtflächen charakterisiert. In den mächtigeren Bänken sind Kreuzschichtung und "Strömungslaminae" häufig. Dasycladaceen-Bruchstücke unter und über PLOCK R. 2m über PLOCK O enthalten besonders feingebankte, dunkle Kalkschiefer und viele Fischschuppen (*Habroichthys* sp., *Semionotus* sp.)
- 30) 2,4 Schlecht geschichtete Bank mit vielen Silexknollen (schwarzer Chert). Flaserige Tonhäute von unterschiedlicher Mächtigkeit (Illit, Chlorit), steril. (PRM)
- 31) 8,0 Feingebankte, dunkle Kalke, nach oben z.T. Dolomite mit schwarzen Chert-Knauern in den knolligeren Lagen mit geringerem Tonanteil. Die feinplattigen bituminösen Kalke sind fein laminiert und enthalten Fischschuppen. Gradierungen und Kreuzschichtungen können nur selten beobachtet werden. Häufig sind homogene "Schlickbänke". (PRM)
- 32) 4,8 Extrem feine Laminae (1/2mm) (PRL) in regelmässig feingebankter Abfolge von braungrauer Anwitterung. Einzelne Bänklein sind dolomitisch. Sie zeigen Inbricate-Strukturen welche bei der Entwässerung des Sediementes entstanden sein können.
- 33) 3,7 (PFLOCK P) Letzte massige Kalkbänke im Profil (max. 0,7m) enthalten Silexknollen und eine "Silexschnur" von 5cm Mächtigkeit. Die höheren Bänke sind basal gradiert (mikrospartische Grundmasse mit rekristallisierten Ostracoden). Unmittelbar über PFLOCK P (Silexchnur) liegen 20cm feine Laminite. (PRL)
- 34) 2,0 (vgl. 32.) Vollständig dolomitisch ausgebildet.
- 35) 18,0 Fein- bis mässig gebankte dunkle Dolomite (z.T. hellgrau anwitternd) mit leicht gewellten Tonhäuten auf den Schichtflächen. Die Silexknauern im untersten Abschnitt sind schwarz gefärbt und werden bis zu 20cm lang. Sie halten sich an die feingebankten plattigen Dolomite. Auch im feiner gebankten mittleren Abschnitt treten Silexknollen auf, deren Grösse 3cm nicht überschreitet. Z.T. sind sie entkieselt und wittern weiss (dolomitisch) heraus. Die teils hell anwitternden Dolomite zeigen kaum Sedimentstrukturen. (PRM)
- 36) 4,2 Dunkelgraue, plattige Dolomite und Kalke, dünnbankig (5cm) mit glatten Schichtflächen. Laminae und basale Gradierungen, wenige Fischschuppen. (PRM und PRL)

Obergrenze der Prosanto-Fm.: Basis der Altein-Fm.

Fig. 29a. Lokalitäten in Mittelbünden

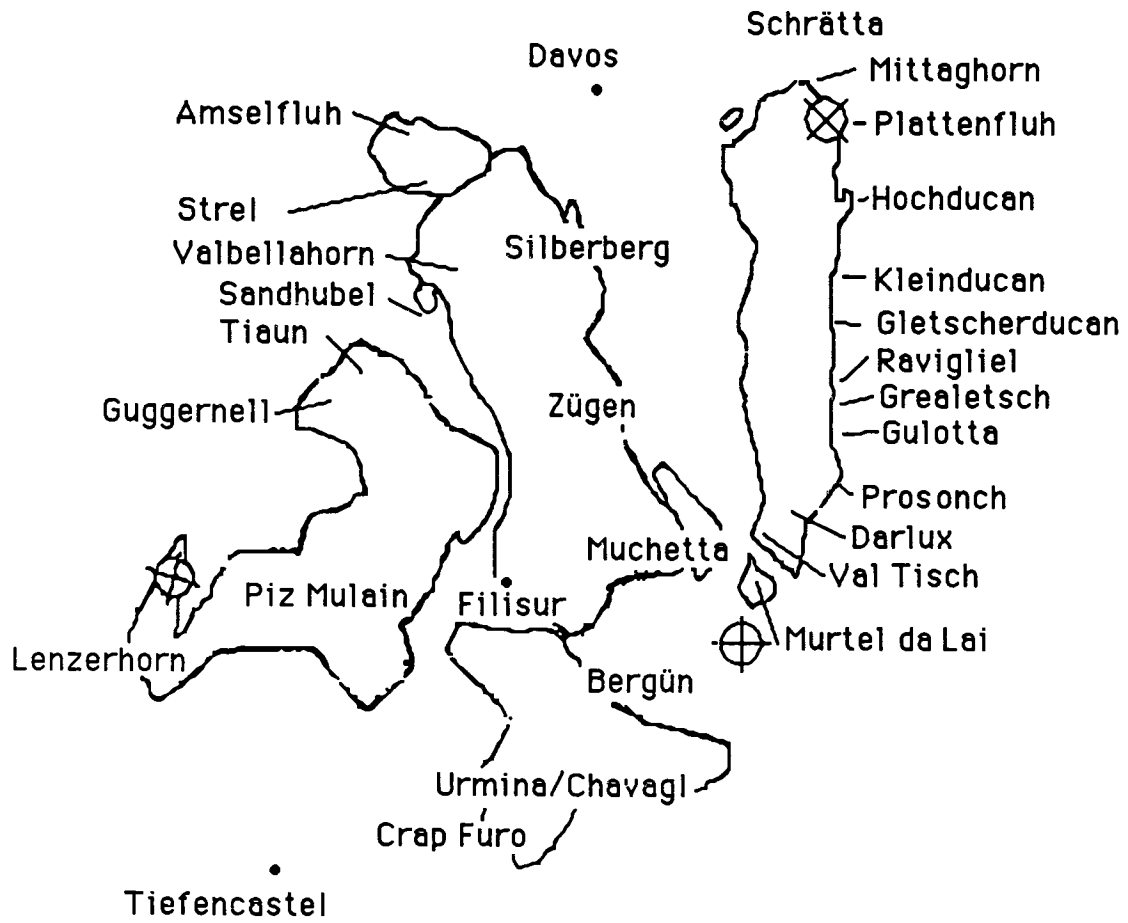


Fig. 29b. Die Verbreitung der einzelnen Formationen in der palinspastischen Karte

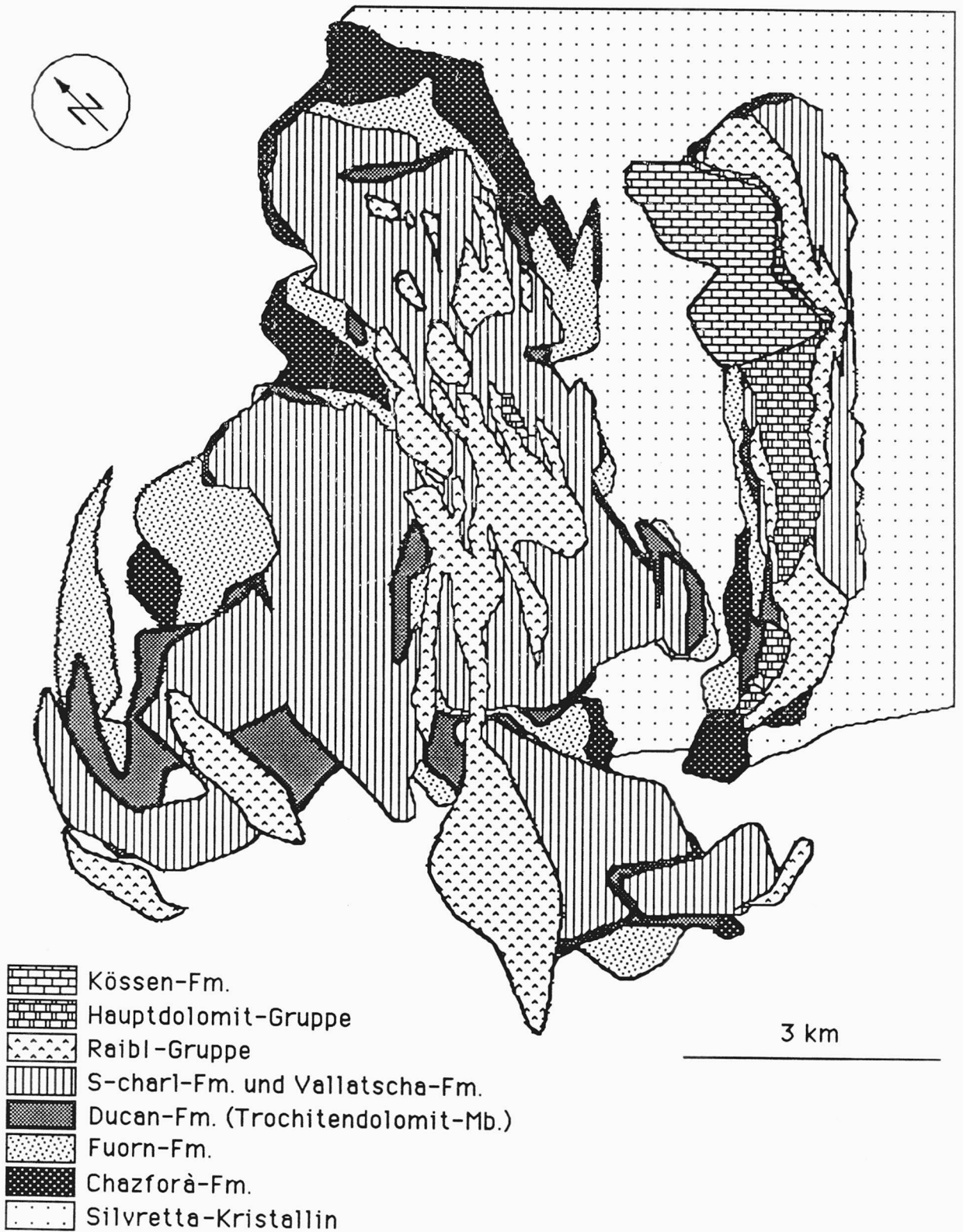
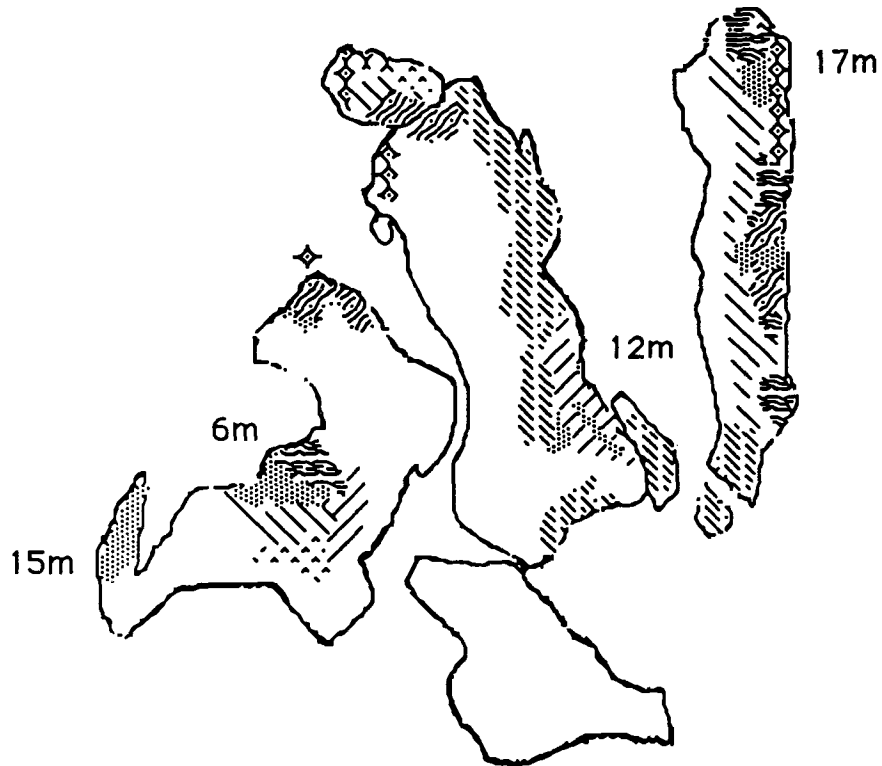


Fig. 29c. Gracilis-Mb. (Ducan-Fm.)



Legende:











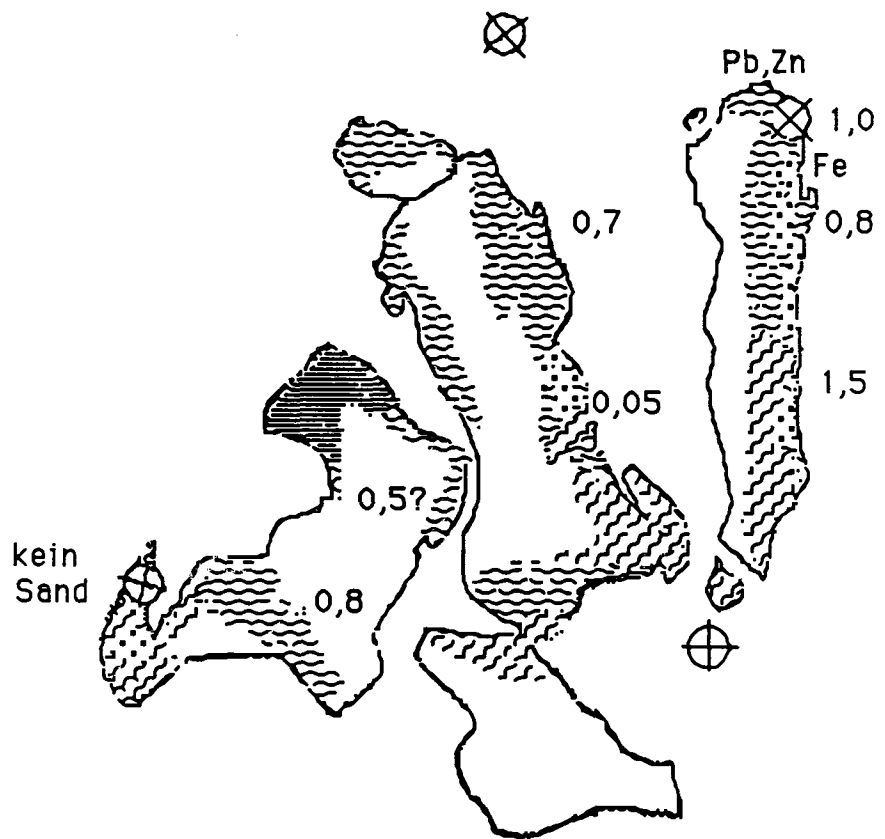
-  Dadocrinus gracilis
-  Sandeinschaltungen
-  massige Dolomite
-  feinplattige Dolomite
-  knollige Dolomite
-  Rauhwanke
-  Biomatten
-  rapide Übergänge von detritisch zu rein karbonatisch
-  geringmächtige Ausbildung
-  kalkige Gracilis - Schichten

Fig. 29d. Unterster Brachiopodenkalk (Ducan-Fm.)



Legende:






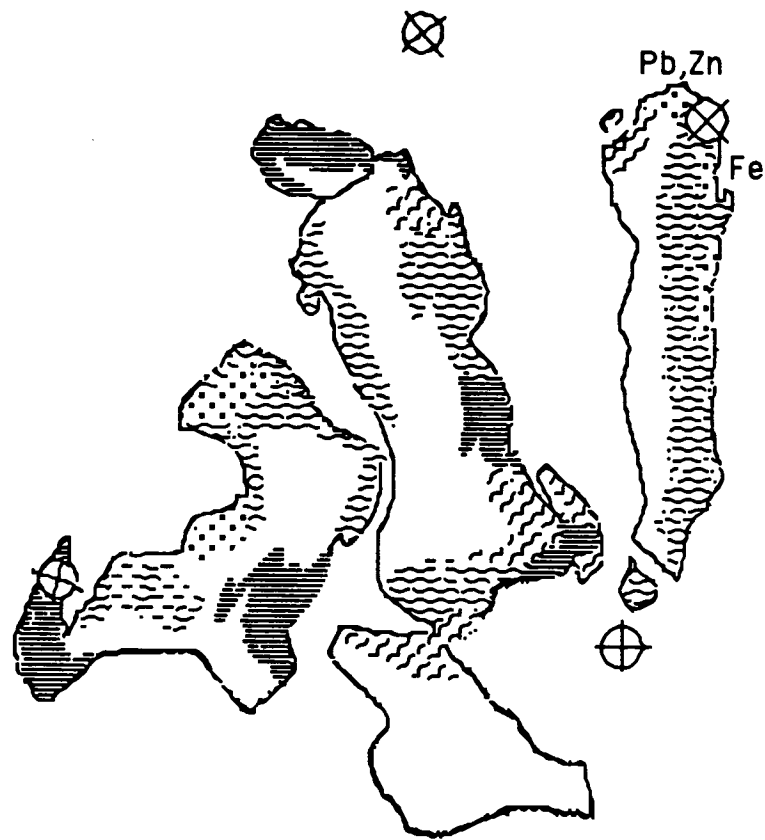
-  knollige mergelreiche Kalke
-  plattige Kalke
-  knollige mergelreiche Dolomite
-  Mächtigkeit einer basalen sandhaltigen Bank in (m)
-  Silexknollen

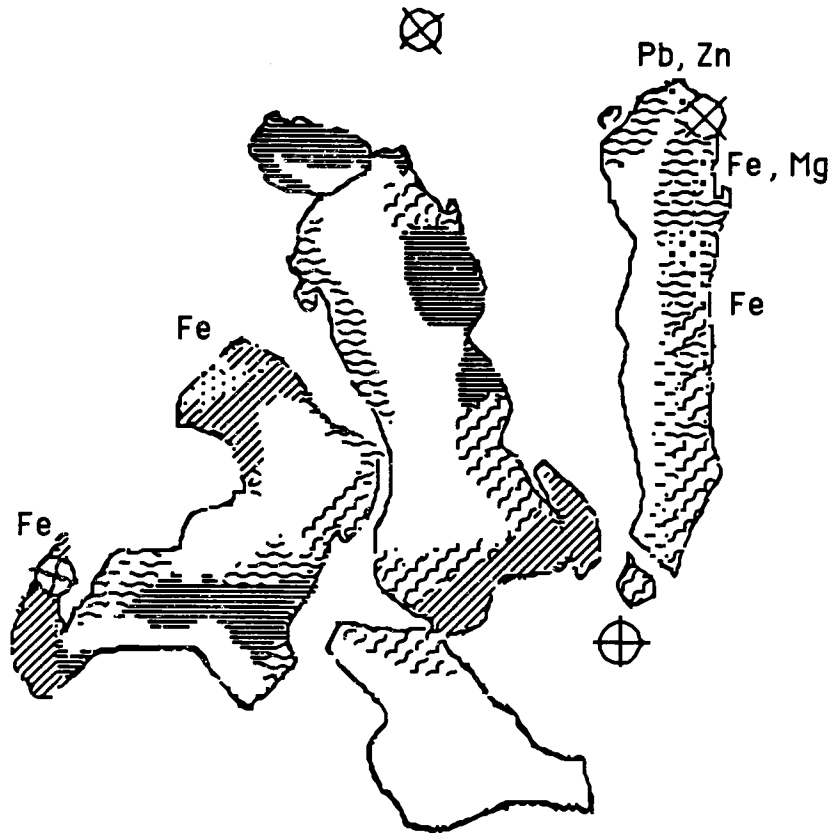
Fig. 29e. Mittlerer Brachiopodenkalk (Ducan-Fm.)



Legende:

-  knollige Kalke
-  plattige Kalke
-  knollige Dolomite
-  plattige Dolomite
-  mergelreich
-  Silexknollen
-  Siltlagen
-  Pb Erz
-  marine Faunen

Fig. 29f. Oberster Brachiopodenkalk (Ducan-Fm.)



Legende:







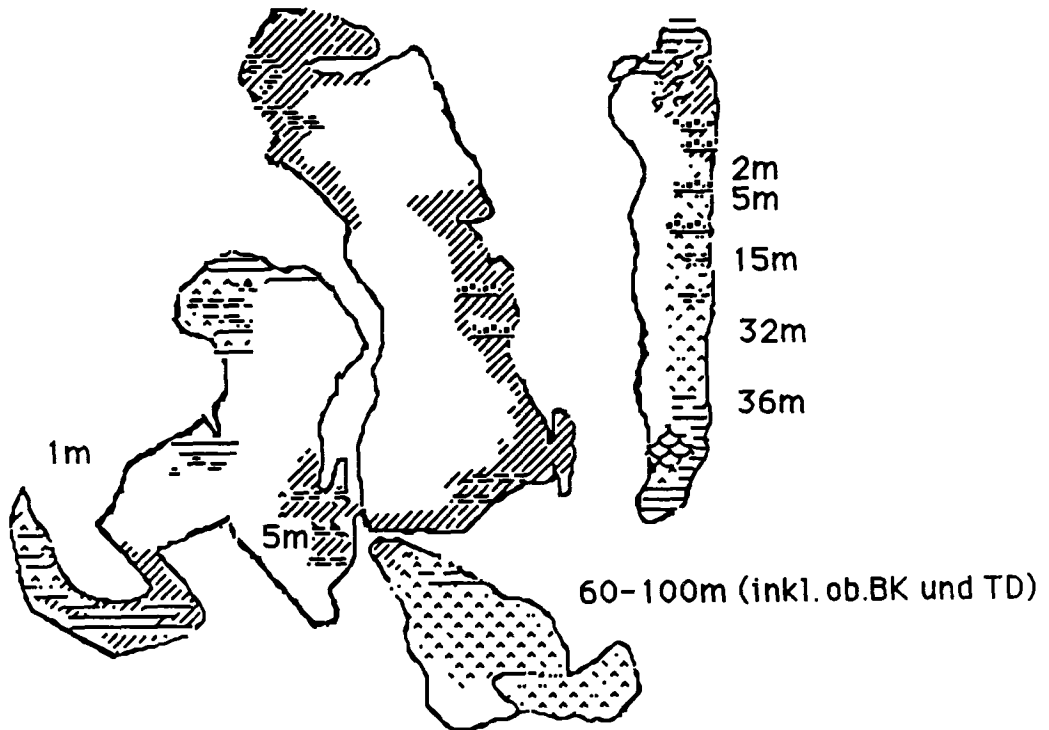
-  knollige Kalke
-  plattige Kalke
-  knollige Dolomite
-  plattige Dolomite
-  mergelreich
-  grobkörnige Rekristallisation
-  Siltlagen
-  Pb Erz

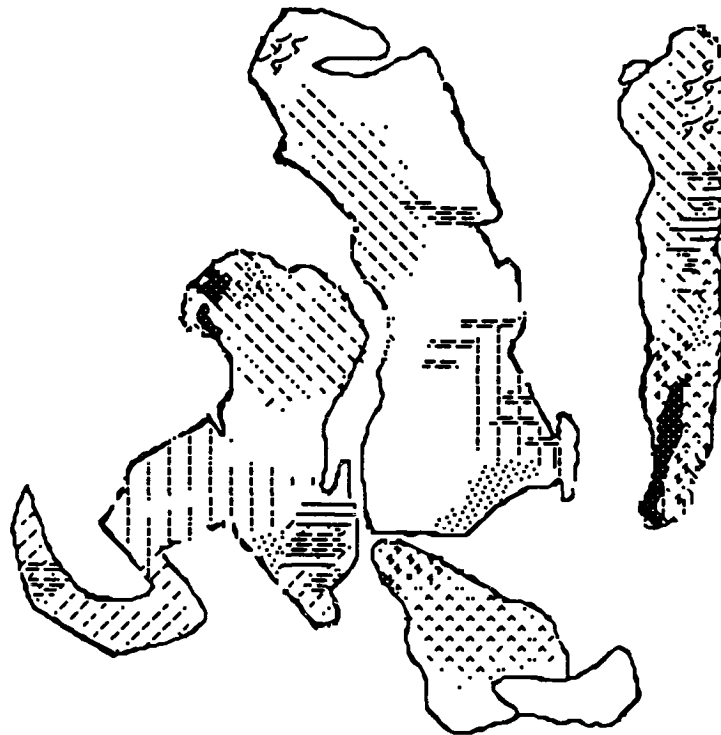
Fig. 29g. Ravais-ch-Rauhwanke (S-charl-Fm.)



Legende:

-  Rauhwanke
-  plattige Dolomite
-  Kalke
-  dunkle Tonlagen
-  Flatpebbles
-  Kanal
-  Sillexknollen
-  tektonisch stark beansprucht
-  Slumping
-  5m Mächtigkeit der Rauhwanke

Fig. 29h. Untere S-charl-Fm.



Legende:











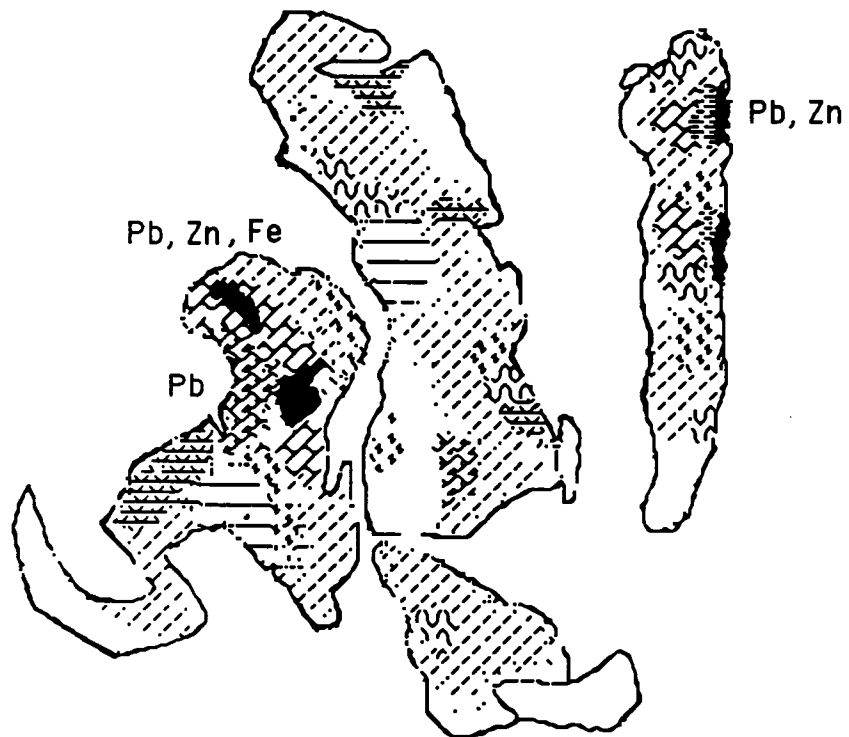
-  vorwiegend dolomitisch
-  vorwiegend kalkig
-  mehr als 5 Zyklen mit markantem Kalk-Dolomit- Wechsel
-  rosa farbene Kalke (Bergnelkenkalk)
-  Pietra verde
-  dunkle Tonlagen
-  Silte
-  Pseudomorphosen
-  Slumping
-  Rauhwanke

Fig. 29i. Tiaun-Brekzie (Vallatscha-Fm.)



Legende:












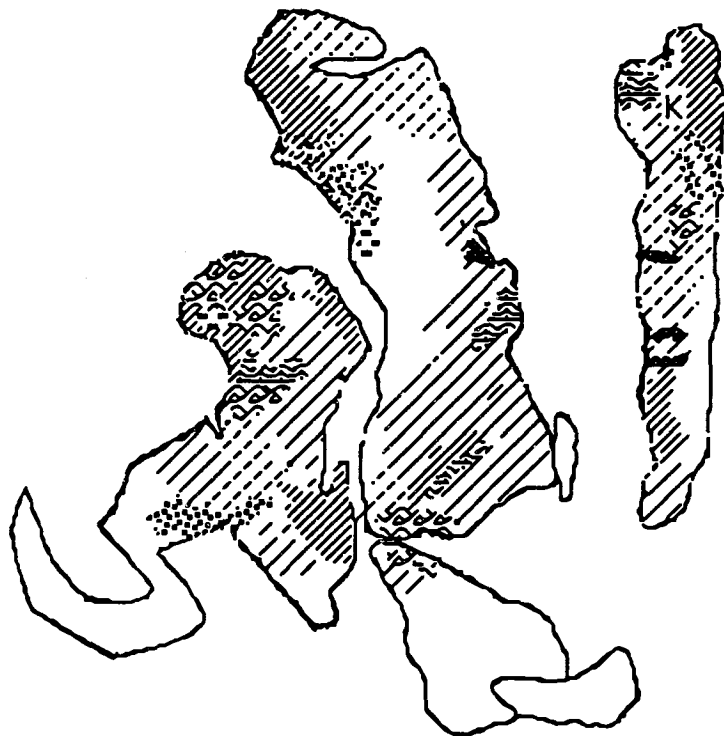
-  Kollapsbrekzie mit Weisspatmatrix
-  Kollapsbrekzie mit dolosparitischer Matrix
-  Kollapsbrekzie mit Gleitkomponente
-  vererzte Brekzie
-  Brekzie mit Tonkomponenten
-  Sheet cracks
-  Pseudomorphosen
-  Tonhäute
-  Dolomitisationsfront in Ichniten
-  Gebiete ohne Brekzienbildung
-  Erz

Fig. 29k. Vallatscha-Fm.:



Legende:









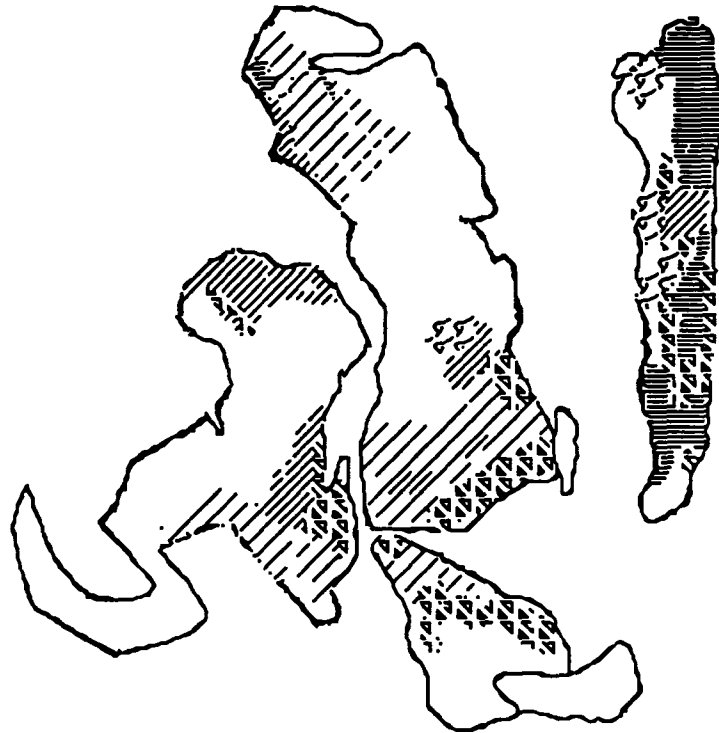
-  massige Dolomite
-  feingebankte Dolomite an der Basis , partiell Kalk
-  Weisspatbreccien
-  Brekzie mit dolomitischer Matrix
-  Tuffite, Tonlagen
-  Biomatten
-  Silexknollen
-  überwiegend dolomitisch Arenite

Fig. 29 1. Untere Prosanto-Fm.



Legende:








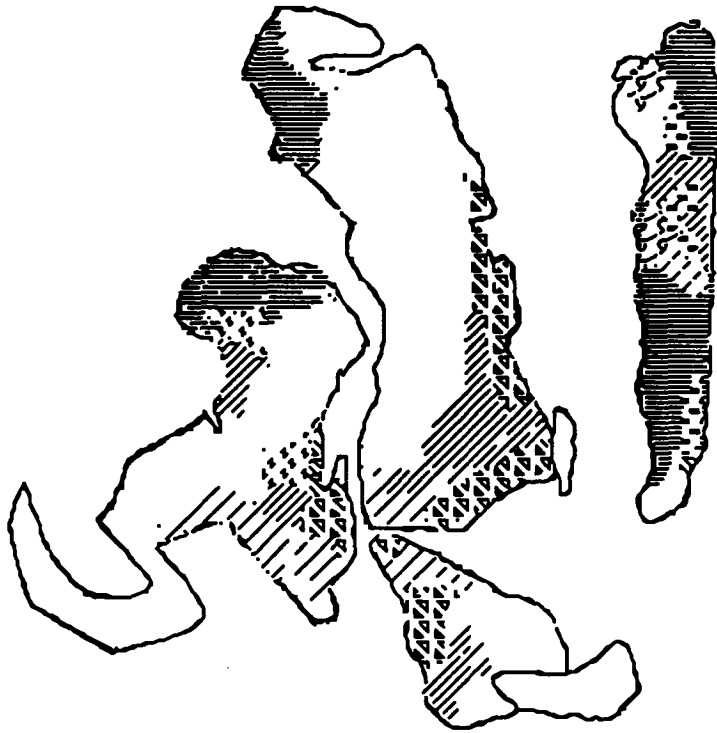
-  feinplattige Dolomite
-  Dolomite, leicht knollig
-  Kalke, Bankung < 20 cm
-  Kalke, Bankung > 20 cm
-  Breccienbänke, dolomitisch
-  Pseudomorphosen
-  Slumping

Fig. 29m. Obere Prosanto-Fm.:



Legende:








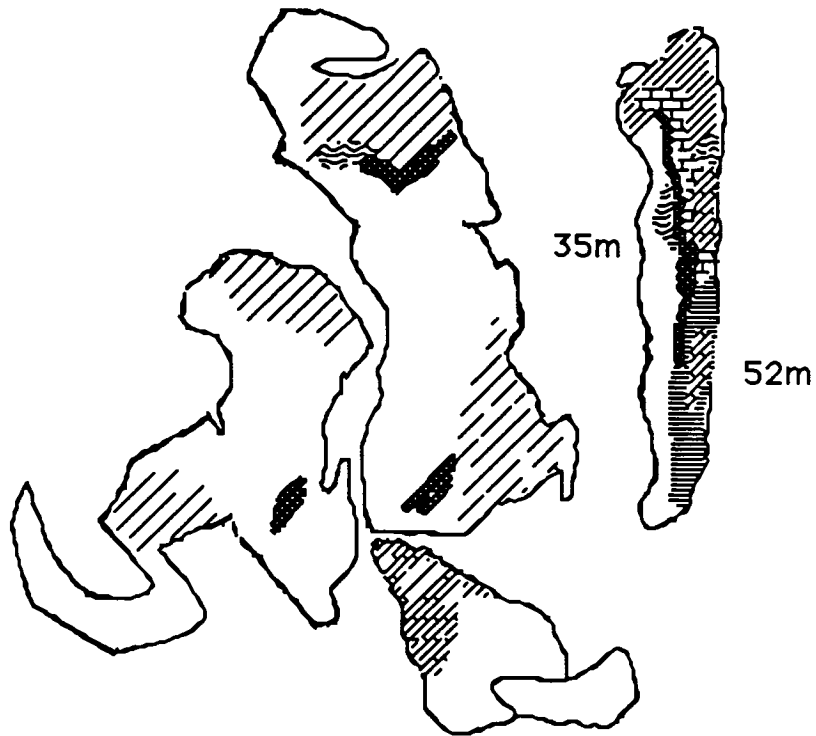







-  feinplattige Dolomite
-  Kalke
-  Weissspatbrekzie in dolomitischen Bänken
-  sekundäre grobsparitische Dolomitisation
-  Silexknollen
-  Pseudomorphosen
-  Slumping

Fig. 29n. Altein-Fm.:



Legende:

-  helle Dolomite
-  dunkle Dolomite
-  Einschaltungen von Prosantolithologie
-  Kalke an der Basis
-  Tuffite, mit zugehörigen Silexlagen
-  Einschaltungen von Vallatschalithologie
-  Biomatten

Curriculum Vitae

Als zweites von vier Kindern wurde ich in Zofingen (AG) am 14. Februar 1956 geboren. Bereits nach kurzer Zeit nahm die Familie Wohnsitz in Ringlikon (ZH) und später in Wettswil a.A. (ZH), wo ich von 1963 bis 1969 die Primarschule besuchte. Nach drei Jahren Sekundarschule in der Nachbargemeinde Bonstetten trat ich 1972 in das Mathematisch Naturwissenschaftliche Gymnasium Rämibühl in Zürich ein.

Mit der C-Matur in der Tasche schaute ich mich 1976 an der ETH-Zürich nach einem Studium um, in welchem sich geschichtliche und naturwissenschaftliche Interessen vereinigen liessen.

Die Vorliebe für frische Bergluft trug das ihre zur Entscheidung für ein Geologiestudium bei.

1981 schloss ich mit dem Diplom, einer Arbeit über den Ostrand der Ducankette, bei Prof. R. Trümpy das Studium ab.

Die folgenden Jahre verbrachte ich als Assistent am Geologischen Institut und kam mit der vorliegenden Dissertation der faszinierenden Bündnergeologie etwas näher.