

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission ©

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la

Commission Géologique Suisse ©

(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Neue Folge, 154. Lieferung

Ueli Gruner

Bern

Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden

Mit 59 Textfiguren, 4 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

1981

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Der vorliegende Beitragsband enthält die Untersuchungsergebnisse, die Herr Dr. Ueli Gruner im Rahmen einer Dissertationsarbeit unter der Leitung von Professor F. Allemann in den Jahren 1976–1979 am Geologischen Institut der Universität Bern ausgeführt hat. Die Arbeit enthält wesentliche neue Aspekte bezüglich Stratigraphie und Sedimentologie der jurassischen Formationen der Falknis-Decke. Ausserdem befasst sie sich mit der Herkunft der Kristallin-Gerölle in den Falknis-Breccien, wobei auch Vergleiche mit anderen Breccien im Bündner Querschnitt angestellt werden – beispielsweise mit jenen der Schamser Decken. Der Autor diskutiert abschliessend die paläogeographischen Verhältnisse der von ihm untersuchten Serien, wobei er für die Beheimatung der Falknis-Sulzfluh-Elemente zu Schlussfolgerungen kommt, die gegenüber den heute allgemein üblichen Vorstellungen in wesentlichen Teilen abweichen.

Nach Begutachtung des Manuskriptes von Herrn Gruner durch ein Kommissionsmitglied erklärte sich die Geologische Kommission anlässlich ihrer Sitzung vom 21. Februar 1981 bereit, die vorliegende Arbeit in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Nachdem der Autor an Text und Illustrationen noch einige Modifikationen angebracht hatte, konnte das Manuskript – nach erfolgter redaktioneller Bearbeitung durch das Büro der Kommission – unverzüglich in Satz gegeben werden.

Herr Gruner wird an die hohen Satz- und Druckkosten einen finanziellen Beitrag leisten; die Geologische Kommission möchte es daher nicht unterlassen, ihm dafür ihren verbindlichsten Dank auszusprechen.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Oktober 1981

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter der Leitung von Prof. F. Allemann am Geologischen Institut der Universität Bern ausgeführt. Herrn Prof. F. Allemann möchte ich für sein Interesse und seine Unterstützung in Form von anregenden Diskussionen, Ideen, Durchsicht des Manuskriptes und Bestimmung der Calpionellen-Fauna herzlich danken.

Herrn Prof. Tj. Peters sei gedankt für die Betreuung der petrographischen Studien der vorliegenden Arbeit.

Es ist mir ein grosses Anliegen, all jene Personen zu erwähnen, die zum Gelingen dieser Arbeit wesentlich beigetragen haben. Ihnen allen sei herzlich gedankt.

- Die Herren Prof. M. Frey, Prof. R. Trümpy, Dr. U. Furrer, Dr. P. Heitzmann, Dr. P. Home-wood, Dr. E. Schläppi und B. Schwizer haben viele wertvolle Hinweise gegeben und waren für eine kritische Durchsicht des vorliegenden Manuskriptes besorgt.
- Herr Dr. M. Septfontaine war bei der Bestimmung der Mikrofauna behilflich.
- Herr Prof. H. Rieber hat einige Ammoniten bestimmt.
- Frau Dr. K. Perch-Nielsen bestimmte eine Anzahl von Coccolithen.
- Herr Dr. H. Maurer unterstützte mich bei den Schwermineral-Untersuchungen.
- Prof. N. Pantić und Dr. A. Isler verdanke ich die palynologische Aufbereitung und Durchsicht von Tonschiefer-Proben.

Für viele anregende Diskussionen danke ich Prof. A. Streckeisen, Dr. H. R. Bläsi, Dr. A. Breitschmid, Dr. W. Finger, Dr. H. R. Grunau und Dr. P. Probst.

Für die Reinschrift des Manuskriptes möchte ich Frau R. Winkelmann herzlich danken. Die Dünnschliffe wurden in verdankenswerter Weise durchgeführt von den Herren E. Lack, E. Luginbühl, V. Greco und H. Huber.

Herrn Dr. H. Fischer danke ich für seine vielen Ratschläge vor und während der Drucklegung.

Ein ganz herzlicher Dank geht an die gastfreundliche Bevölkerung verschiedener Bündner Alpen, insbesondere aber an die Gemeinde Maienfeld.

Zu guter Letzt danke ich an dieser Stelle meinen Eltern für ihr Verständnis und die grosse Unterstützung.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	4. Sedimentologie	
Vorwort des Verfassers	4	4.1 Einleitung	50
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln	7	4.2 Feldbeobachtungen	50
		4.2.1 Breccien-Fazies	50
1. Einleitung		4.2.2 Turbidit-Fazies	61
1.1 Aufbau der Arbeit	9	4.2.3 Contourite	62
1.2 Geologisch-tektonischer Überblick	9	4.3 Fazies-Analyse	63
		4.4 Fazies-Interpretation und Bathymetrie	66
2. Stratigraphie von Trias und Jura der Falknis-Decke		4.5 Faktoren der Sedimentation	67
2.1 Stratigraphische Nomenklatur und Allgemeines zur Beschreibung der Schichtreihe	15	5. Paläogeographie des Jura der Falknis-Tasna-Decke	68
2.2 Historisches	17		
2.3 Trias	17	6. Sedimentpetrographische Studien in den Jura-Breccien der Falknis-Decke	
2.4 Lias	19	6.1 Makro- und mikroskopischer Komponentenbestand der Falknis-Breccien	70
2.5 Panier-Formation	19	6.2 Schwermineral-Analyse	76
2.5.1 Definition der Formation	19		
2.5.2 Historisches und Allgemeines	20	7. Das Kristallin einiger Bündner Decken im Vergleich mit dem Komponentenbestand der Falknis-Breccien	
2.5.3 Lithologie	20	7.1 Adula-Kristallin	80
2.5.4 Alter	22	7.2 Tambo-Kristallin	80
2.5.5 Mächtigkeit und Vorkommen	23	7.3 Suretta-Kristallin	80
2.6 Sanalada-Formation	23	7.4 Tasna-Kristallin	80
2.6.1 Definition der Formation	23	7.5 Margna-Kristallin	81
2.6.2 Historisches und Allgemeines	24	7.6 Das Kristallin der Arosa-Zone und der Platta-Decke	81
2.6.3 Lithologie	25	7.7 Sella-Kristallin	81
2.6.4 Alter	26	7.8 Unterostalpines Kristallin	81
2.6.5 Mächtigkeit und Vorkommen	27	7.9 Kristalline Schollen	82
2.7 Falknisbreccien-Formation	27	7.10 Zusammenfassung	82
2.7.1 Definition der Formation	27		
2.7.2 Historisches und Allgemeines	28	8. Bemerkungen zur Diagenese und schwachen Metamorphose in den Jura-Formationen der Falknis-Decke	
2.7.3 Lithologie	28	8.1 Illit-Kristallinität	83
2.7.4 Alter	34	8.2 Tonmineralogie	85
2.7.5 Mächtigkeit und Vorkommen	36	8.3 Diagenetische Erscheinungen in Breccien und Kalksandsteinen	87
2.7.6 Bemerkungen zur Tektonik der Falknis-Decke im Gurgaletsch-Gebiet	36	8.4 Zusammenfassung	89
2.8 Jes-Formation	38		
2.8.1 Definition der Formation	38	9. Vergleiche der Jura-Breccien der Falknis-Decke mit altersäquivalenten Breccien im Bündner Querschnitt	
2.8.2 Historisches und Allgemeines	38	9.1 Grabser Klippe	89
2.8.3 Lithologie	38		
2.8.4 Alter	42		
2.8.5 Mächtigkeit und Vorkommen	42		
3. Bemerkungen zur Stratigraphie der Tasna-Decke			
3.1 Historisches und Allgemeines	43		
3.2 Lias	43		
3.3 «Lias-Dogger»	44		
3.4 Falknisbreccien-Formation	44		
3.5 Jes-Formation	45		
3.6 «Aptychenkalk»	47		
3.7 Stratigraphisch-tektonische Betrachtungen	48		

	Seite
9.1.1 Historisches	89
9.1.2 Vergleiche	90
9.2 Gelbhorn-Decke (Schamser Decken)	90
9.2.1 Historisches	90
9.2.2 Allgemeines	91
9.2.3 Lithologie der Vizanbreccien-Serie	92
9.2.4 Über die Herkunft der Schamser Decken ..	99
9.2.5 Zusammenfassung	106
9.3 Arosa-Zone	106
9.3.1 Allgemeines	106
9.3.2 Arosa-Zone im Rätikon	107
9.3.3 Arosa-Zone in Mittelbünden	108
9.3.4 Vergleiche von Breccien der Arosa-Zone mit den Falknis-Breccien	112
9.4 Zone von Samaden (Unterostalpin)	112
9.5 Vergleichende Betrachtungen von jurassischen Breccien-Abfolgen im penninisch-ostalpinen Grenzbereich der Alpen	115
9.5.1 Lias-Dogger	115
9.5.2 Malm	116
9.6 Schlussfolgerungen	117

	Seite
10. Beheimatung der Falknis-Decke und paläogeogra- phische Aufteilung des penninisch-ostalpinen Grenzbereiches im Bündner Querschnitt	
10.1 Historisches	117
10.2 Diskussion der Beheimatung der Falknis- Decke	119
10.2.1 Annahmen	119
10.2.2 Mögliche Paläogeographie im Bünd- ner Querschnitt	120
10.3 Stellung der Schamser Decken	126
10.4 Schlussbemerkungen	127
Zusammenfassung	127
Summary	129
Literaturverzeichnis	130
Geologische Karten	136

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

	Textfiguren	Seite
Fig. 1	Tektonische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Profil-Lokalitäten	10
Fig. 2	Schematisches Querprofil durch das Bündnerland zwischen Falknis und Bergell	12
Fig. 3	Tektonische Übersichtskarte des westlichen Rätikons	14
Fig. 4	Schematische Profile des Jura der Falknis-Tasna-Decke	16
Fig. 5	Legende zu den stratigraphisch-sedimentologischen Profilen	18
Fig. 6	Lithologie und Illit/Chlorit-Verhältnis von einigen Tonschiefer-Proben aus der Panier-Formation	22
Fig. 7	Typus-Profil der Sanalada-Formation am Fusse des Tschingel (Foto)	24
Fig. 8	Panier-Formation und Sanalada-Formation am Profil westlich des Falknis-Gipfels (Foto)	24
Fig. 9	Detail aus der Sanalada-Formation (Foto)	25
Fig. 10	Lithologisches Profil des oberen Teils der Falknisbreccien-Formation	29
Fig. 11	Generalisierte Darstellung der Makro- und Mikrofazies eines theoretisch vollständigen Falknisbreccien-Zyklus	31
Fig. 12	Chemie und Mineralogie von drei turbiditischen Zyklen aus der Falknisbreccien-Formation	31
Fig. 13	Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge (A-Intervall; Foto)	32
Fig. 14	Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge (B-Intervall; Foto)	33
Fig. 15	Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge (B/D-Intervall; Foto)	33
Fig. 16	Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge (DE-Intervall; Foto)	35
Fig. 17	Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge (hemipelagisches Intervall F; Foto)	35
Fig. 18	Falknisbreccien-Formation am Profil Stelli (Foto)	37
Fig. 19	Ansichtsskizze der Gebirgskette Gûrgaletsch-Malakoff von Westen	39
Fig. 20	Tektonische Phasen der Rückfaltungen im Gebiet Gûrgaletsch-Malakoff	39
Fig. 21	Stratigraphisches Profil der Jes-Formation an der Typus-Lokalität (Profil Jes)	40
Fig. 22	Mikrofazies eines pelagischen Kalkes aus der Jes-Formation (Foto)	41
Fig. 23	Ansichtsskizze der Aufschlüsse der Tasna-Decke am Crap Putèr (Unterengadin)	46
Fig. 24	Fazies-Verteilung der Trias und des Jura innerhalb der Tasna-Decke	49
Fig. 25	Breccientypen aus der Falknisbreccien-Formation	51
Fig. 26	Falknis-Breccien des Typus I (Foto)	52
Fig. 27	Falknis-Breccien des Typus I (Foto)	52
Fig. 28	Falknis-Breccie am Profil Stelli (Foto)	53
Fig. 29	Falknis-Breccie des Typus III (Foto)	53
Fig. 30	Aufgearbeitete Kalkschiefer-Komponente im oberen Teil des Intervalles Aa einer Falknis-Breccie (Foto)	53
Fig. 31	Laterale Veränderung der Mächtigkeit und der Komponentengrösse der obersten Falknisbreccien-Bank im Westrätikon	54
Fig. 32	Analysen der Breccien der Falknisbreccien-Formation (unterer Teil): Breccien-Intervalle, Megazyklen, Komponentengrösse und Bankmächtigkeit	56
Fig. 33	Analysen der Breccien der Falknisbreccien-Formation (unterer Teil): Mittelwerte pro Profil	57
Fig. 34	Abhängigkeit der maximalen Komponentengrösse und des mittleren scheinbaren Durchmessers der zehn grössten Komponenten von der Bankmächtigkeit in der Falknisbreccien-Formation des Westrätikons	58
Fig. 35	Abhängigkeit des mittleren scheinbaren Durchmessers der zehn grössten Komponenten von der Bankmächtigkeit in der Falknisbreccien-Formation ausserhalb des Westrätikons	59
Fig. 36	Abhängigkeit des mittleren scheinbaren Durchmessers der zehn grössten Komponenten von der Mächtigkeit des Aa-Intervalls bei Falknis-Breccien	59
Fig. 37	Möglicher Transport-Mechanismus einer Falknis-Breccie	60
Fig. 38	Mikritischer Kalk mit leichter Lamination infolge (?) Bodenströmungen (Foto)	63
Fig. 39	Prozentuale Aufteilung der Lithofazies-Typen	64
Fig. 40	Palinspastisches Schema des Falknis-Ablagerungsraumes	69
Fig. 41	Schematische Skizze der Breccienbildung mit Liefergebiet und Ablagerungsraum zur Zeit der Falknisbreccien-Formation	70
Fig. 42	Geröll-Analysen von Falknis-Breccien	72
Fig. 43	Falknis-Breccie aus dem Profil Stelli (Foto)	75
Fig. 44	Verteilung der Schwerminerale von Proben aus der Falknis-Decke, der Tasna-Decke, der Gelbhorn-Decke, der Arosa-Zone und der Zone von Samaden	77
Fig. 45	Zusammenfassung der untersuchten Schwermineral-Spektren (Mittelwerte)	79
Fig. 46	Tonmineralogie und Illit-Kristallinität von tonig-mergeligen Proben aus der Falknis-Decke	84
Fig. 47	Illit-Kristallinität der Falknis-Tasna-Decke	86
Fig. 48	Faserbart-Strukturen in einer Falknis-Breccie (Foto)	87
Fig. 49	Authigener Turmalin (Dünnschliff-Foto)	88
Fig. 50	Neugebildeter Albit-Kristall (Dünnschliff-Foto)	88
Fig. 51	Kalk-Dolomit-Breccie aus der Vizanbreccien-Serie (Gelbhorn-Decke; Foto)	93
Fig. 52	Stratigraphische Profile der Vizanbreccien-Serie (Gelbhorn-Decke)	95
Fig. 53	Stratigraphische Übersichtsprofile in der Weissberg-Tschera-Schuppe (Tschera-Decke) und im Taspinit-Schenkel der Gelbhorn-Decke im Avers	96
Fig. 54	Schematische Darstellung der Entwicklung der Schamser Decken	103
Fig. 55	Kalk-Dolomit-Breccie mit Hornstein-Konkretionen aus der Arosa-Zone am Profil Wurmhalde (Foto)	107

	Seite
Fig. 56 Stratigraphische Profile aus der Arosa-Zone im Gebiet der Davoser Weissfluh	110
Fig. 57 Schematische Fazies-Verteilung der Sedimente der Arosa-Zone im Gebiet der Davoser Weissfluh	111
Fig. 58 Schematische Zusammenstellung der Komponenten- und Matrix-Anteile verschiedener jurassischer Breccientypen des Bündnerlandes	114
Fig. 59 Paläogeographische Skizze und schematisches Querprofil des penninisch-ostalpinen Grenzbereiches im östlichen Bündner Querschnitt zur Malm-Zeit.....	125

Tabellen

Tab. 1 Liste der untersuchten Profile	11
Tab. 2 Vergleiche der Schichtreihen der Decken im penninisch-ostalpinen Grenzbereich Graubündens	13
Tab. 3 Stratigraphische Einteilung des Jura der Falknis-Decke	15
Tab. 4 Zusammenstellung der tektonischen Einheiten der Schamser Decken	92

Tafeln

Taf. I Stratigraphische Profile der Panier-Formation und der Sanalada-Formation (Falknis-Decke, westliches Rätikon)
Taf. II Stratigraphische Profile der Falknisbreccien-Formation (unterer Teil)
Taf. III Tektonische Karte der Schamser Decken

1. Einleitung

1.1 Aufbau der Arbeit

Der Hauptteil der vorliegenden Arbeit ist den jurassischen Sedimenten der Falknis-Decke im nördlichen Kanton Graubünden sowie deren Äquivalent, der Tasna-Decke im Unterengadiner Fenster, gewidmet. Es werden sämtliche Jura-Aufschlüsse der Falknis–Tasna-Decke stratigraphisch besprochen. Dabei können die jurassischen Sedimente in vier neue Formationen aufgliedert werden. Sedimentologische Untersuchungen führen, zusammen mit den stratigraphischen Ergebnissen, zur Diskussion der paläogeographischen Verhältnisse des Falknis–Tasna-Raumes zur Jurazeit. Sedimentpetrographische Studien an den Jura-Breccien (Schwermineralien und ausführliche Beschreibung des vorwiegend kristallinen Komponentenbestandes) ergeben genauere Hinweise auf die Petrographie des Liefergebietes. Dieses Kristallin wird schliesslich eingehend mit jenem einiger Bündner Deckenkerne verglichen.

Mit den stratigraphischen, sedimentologischen und sedimentpetrographischen Ergebnissen über die Jura-Formationen der Falknis-Decke als Grundlage führen wir Vergleichsstudien mit weiteren Breccien-Ablagerungen im Bündner Querschnitt durch. Insbesondere gilt unser Interesse den Breccien der Schamser Decken, vor allem den Vizan-Breccien.

Die Jura-Breccien der Falknis–Tasna-Decke werden auch mit altersäquivalenten Ablagerungen der Arosa-Zone sowie mit Breccien der unterostalpinen Zone von Samaden verglichen. Dies führt schliesslich zu eingehenden paläogeographischen und paläotektonischen Interpretationen, die den penninisch-ostalpinen Grenzbereich des Bündner Querschnittes betreffen.

1.2 Geologisch-tektonischer Überblick

Die Falknis-Decke liegt in ihrem ganzen Aufschlussbereich auf einer mächtigen nordpenninischen Flyschunterlage: Im Westrätikon auf dem Vaduzer–Triesner-Flysch und rund um das Prättigau bis ins Plessurgebirge auf dem Prättigau-Flysch. Dieser zieht in der südlichen Fortsetzung mit seinem jüngsten Element, dem Ruchberg-Sandstein-Komplex, über die Lenzerheide in den Oberhalbstein-Flysch, dessen Basis nach diversen Autoren die sogenannte suprapenninische Flysch-Transgression von oberkretazischem oder evtl. paleozän-untereoazänem Alter bildet. Das Hauptverbreitungsgebiet der Falknis-Decke liegt im Westrätikon, wo sich die Decke in drei liegende, dachziegelartig sich ablösende «Schuppen» aufgliedern lässt: in die tiefste, am nördlichsten gelegene Glegghorn-Schuppe, in die mittlere und südlicher gelegenen Falknis- und in die höchste, die Tschingel-Schuppe (vgl. Fig. 3). In der südlichen Fortsetzung kann man die Falknis-Decke rund um das Prättigauer Halbfenster immer wieder beobachten, oft allerdings in tektonisch stark ausgedünnter Form. Mächtig entwickelt ist sie im Gebiet von St. Antönien und Klosters, in den Gebirgsmassen zwischen dem Fondei und dem Sapün (E von Langwies im Schanfigg) und schliesslich im zentralen Plessurgebirge (Gürgaletsch–Malakoff). Südlich von Parpan sind keine weiteren Aufschlüsse der Falknis-Decke mehr bekannt. In den beiden kleinen Fenstern von Nüziders und Gargellen (Rätikon) und im über 50 km langen und bis 17 km breiten Unterengadiner Fenster kommt sie – dort als Tasna-Decke bezeichnet – nochmals unter den oberostalpinen Decken zum Vorschein.

Die über der Falknis-Decke liegende Sulzfluh-Decke ist eine tektonisch selbständige Deckeneinheit und schwillt immer dort zu beträchtlicher Mächtigkeit an, wo die Falknis-Decke tektonisch stark ausgedünnt ist (Drusenfluh–Sulzfluh und Rätschenfluh im Rätikon, Zenjiefelh in Mittelbünden). Das südlichste Sulzfluh-Element ist die Marmorlinse SW von Surava (Tiefencastel).

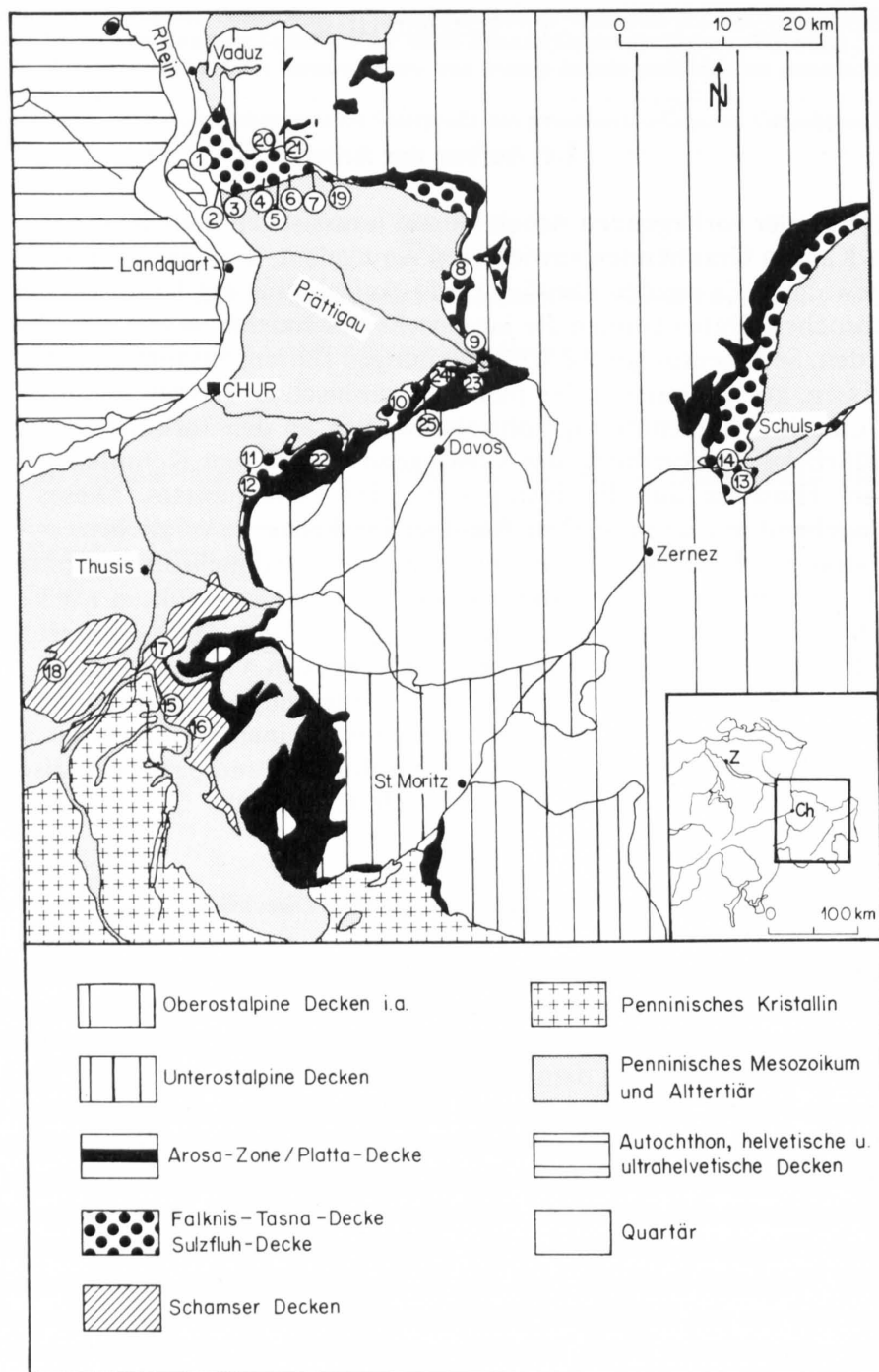


Fig. 1: Tektonische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Profil-Lokalitäten (siehe Tab. 1). Vereinfacht nach SPICHER (1980).

Die Schamser Decken, die sich aus der Gurschus-Kalkberg-Decke, der Tschera-Decke und der Gelbhorn-Decke zusammensetzen, sind alle um die Stirn der Suretta-Decke gewickelt. Ungelöst sind hier die Fragen, ob die Schamser Decken von unten nach oben oder umgekehrt eingewickelt worden sind und ob und wie sie mit den z.T. nicht unähnlichen Gesteinsabfolgen der Falknis- und der Sulzfluh-Decken zusammenhängen.

Als höchste penninische Einheit wird die Arosa-Zone und ihr tektonisches Äquivalent im Oberhalbstein, die Platta-Decke, betrachtet. Kennzeichnend für die Arosa-Platta-Decke ist ihr Reichtum an Ophiolithen. Die Arosa-Zone kann über das Nordrätikon bis nach Hindelang verfolgt werden, tritt aber infolge tektonischer Ausdünnung kaum je als tektonische Grosseinheit auf. Ihre grösste Mächtigkeit entwickelt sie im Gebiet der Davoser Weissfluh.

Über der Arosa-Zone folgen südlich von Tiefencastel als nächsthöhere tektonische Einheit die unterostalpinen Decken (Err-Decke s.l. und Julier-Bernina-Decke). Die zu diesen Kristallinkernen gehörende Sedimentbedeckung tritt z.T. an der Front der Decken auf (Carungas-Decke), oder sie ist zwischen den Deckenkernen eingeschuppt (Zone von Samaden).

Tabelle 1: *Liste der untersuchten Profile*

Nr. in Figur 1	Profil	Koordinatenpunkte	
<i>Falknis-Decke</i>			
1	A Balzner Tobel	758.850/214.750 / 1200 m	
2	B Unter den Türm	761.000/212.160 / 1670 m	
	B ₁ Panierrüfe	760.200/211.600 / 1150 m	
3	B ₂ Gleggtobel	761.900/211.580 / 1640 m	
	C Falknis	761.250/212.950 / 2400 m	
4	C Hochwang	762.100/213.050 / 2200 m	
	D Wasenwand	764.400/212.450 / 1960 m	
5	D Ijes	765.200/212.850 / 1810 m	
	E Riser	765.680/212.550 / 1750 m	
6	F Tschingel	Basis: 766.700/212.900 / 1930 m	Dach: 766.400/213.100 / 2140 m
7	G Heuberg	768.050/213.000 / 1910 m	
8	Gafiental	Talegg: 784.650/203.550 / 2100 m	Hochstelli: 784.680/202.450 / 2020 m
9	Alpbach	783.850/197.350 / 1660 m	
	Soppen	784.400/196.700 / 1620 m	
10	Stelli	I: 777.500/190.220 / 2310 m	III: 777.050/189.900 / 2300 m
11	Gürgaletsch	763.380/185.500 / 2040 m	
	Täliflue	762.920/185.460 / 2060 m	
12	Malakoff	763.560/183.750 / 2180 m	
<i>Tasna-Decke</i>			
13	Crap Putèr	I: 812.480/182.050 / 2210 m	Mottana, II: 813.900/183.450 / 1760 m
14	Innbrücke (Ardez)	810.580/183.600 / 1298 m	
	Muot da l'Hom	811.350/185.850 / 1790 m	
<i>Gelbhorn-Decke</i>			
15	Tscherakamm	755.680/161.600 / 2520 m	
16	Sur Carungas	758.150/159.100 / 2829 m	
17	Planatsch	755.450/165.350 / 2306 m	
18	Muttolta	I: 743.400/164.000 / 2730 m	II: 744.750/164.500 / 2450 m
<i>Arosa-Zone</i>			
19	Wurmhalde	773.200/212.150 / 1970 m	
20	Bettlerjoch	765.150/215.620 / 2108 m	
21	Grosse Furgga	768.300/214.000 / 2120 m	
22	Maraner Bergli	770.400/185.200 / 2080 m	
23	Gotschnaboden	784.200/193.150 / 1840 m	
24	Wallbrunnen	780.200/191.000 / 2300 m	Ergänz.: 780.420/191.450 / 2290 m
25	Weissfluh-W	779.600/190.000 / 2800 m	

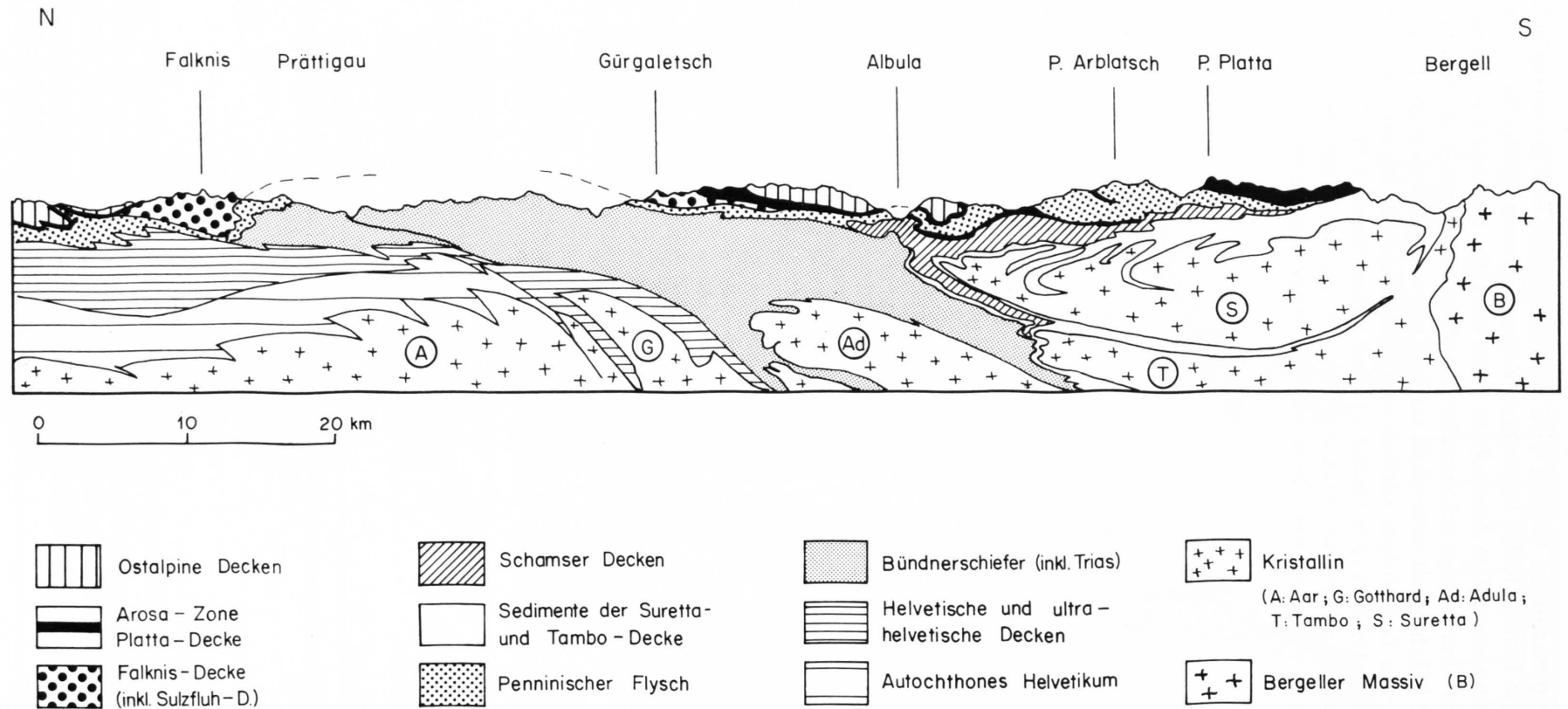


Fig.2: Schematisches Querprofil durch das Bündnerland zwischen Falknis und Bergell (nach STAUB 1958).

Tabelle 2: *Vergleiche der Schichtreihen der Decken im penninisch-ostalpinen Grenzbereich Graubündens*

		GRABSER KLIPPE (FORRER 1949)	TSCHERA-DECKE (STREIFF et al. 1976)	GELBHORN-DECKE (STREIFF et al. 1976)	FALKNIS-DECKE (ALLEMANN 1957, GRUNER 1981)	TASNA-DECKE (CADISCH 1932, GRUNER 1981)	SULZFLUH-DECKE (ALLEMANN 1957, OTT 1969)	AROSA-DECKE (CADISCH 1921, GEES 1954, D. RICH- TER 1957, RÜSLI 1944, GRUNER 1981)	ZONE V. SAMADEN (FINGER 1978)
TERTIAR	Eozän			?	Wildflysch Falknis - Flysch	"Tasna - Flysch"	Wildflysch Flysch		
	Paleozän	?			Globorotalien-Schichten		Globorotalien-Sch.		
OBERKREIDE	Maastrichtien							(Rätikon)	
	Campanien								
	Santonien	Couches Rouges	? Oberkreide	Gelhorn - Flysch	Couches Rouges	Couches Rouges	Couches Rouges		
	Coniacien			Oberer Sericit- marmor (Couches Rouges)					
UNTERKREIDE	Turonien								
	Cenomanien								
	Albien	?	Massiger bis plattiger Quarzit ("Gault")	Quarzite ("Gault")	"Gault"	"Gault"		Verspala - Flysch	Cenomanmergel Couches Rouges
	Aptien		? Tristel-Schichten	? "Tristel"	? Tristel - Schichten	? Tristel - Schichten		ev. "Gault"	Mesozoische Schiefer
	Barrémien							ev. Tristel	
	Hauterivien	Neokom	Graue, tonige Kalkschiefer (? "Neokom")	Tonige Kalk- schiefer (? "Neokom")	Neokomflysch - Serie	Neokomflysch		Neokom / Aptychen- kalkmergel	Kieselschiefer - Serie
	Berriasien								
MALM	Oberes Tithon	Tithon	Radiolarit Sericitmarmor	Unterer Sericit- marmor	Jes - Formation	Jes - Fm. "Aptychenkalk"		Aptychenkalk	
	Unteres Tithon				Falknisbreccien - Formation	Falknis- breccien-Fm.			
	Kimmeridgien	Mittlerer Malm	Weisser Marmor		Sanalada - Formation	"Bunte Schiefer"	Sulzfluh - Kalk	Radiolarit	Maraner Breccie
	Oxfordien	? Oxfordien - Argovien		Unterer Quarzit und Kieselkalk					
DOGGER		?		Nisellas - Serie	Panier - Formation	"Lias - Dogger"	"Dogger"	"Pseudoaptychenkalk"	Saluver - Formation
LIAS			Kalkige und tonige Schiefer		?	?	?		Bardella- Formation
			mit Breccien	Liasschiefer, Liaskalke, z.T. Typus Steinsberger Lias	Lias	Steinsberger Lias	Steinsberger Lias	Bettlerjoch - Breccie Lias - - Schiefer - Streifen- schiefer - Breccien - Kalk Hierlatz - Kalk	Weissfluh - Serie Padella - Serie Alv - Breccien Agnelli - Formation
TRIAS			Bunte Schiefer Dolomite Gips Quarzite	Rhätkalke bunte Schiefer Dolomite Gips Rauhwacke Quarzite	Dolomite (z.T. breccios) Gips grüne Mergelschiefer Arkosen	Dolomite (z.T. breccios) Gips Anhydrit bunte Schiefer Quarzite	?	Rhätkalke Dolomittbreccien Hauptdolomit Rauhwacke Gips Buntsandstein	"Räto-Lias - Kalk" Kössener Schichten Hauptdolomit - Fm. Raibler Schichten Untere Rauhwacke Buntsandstein

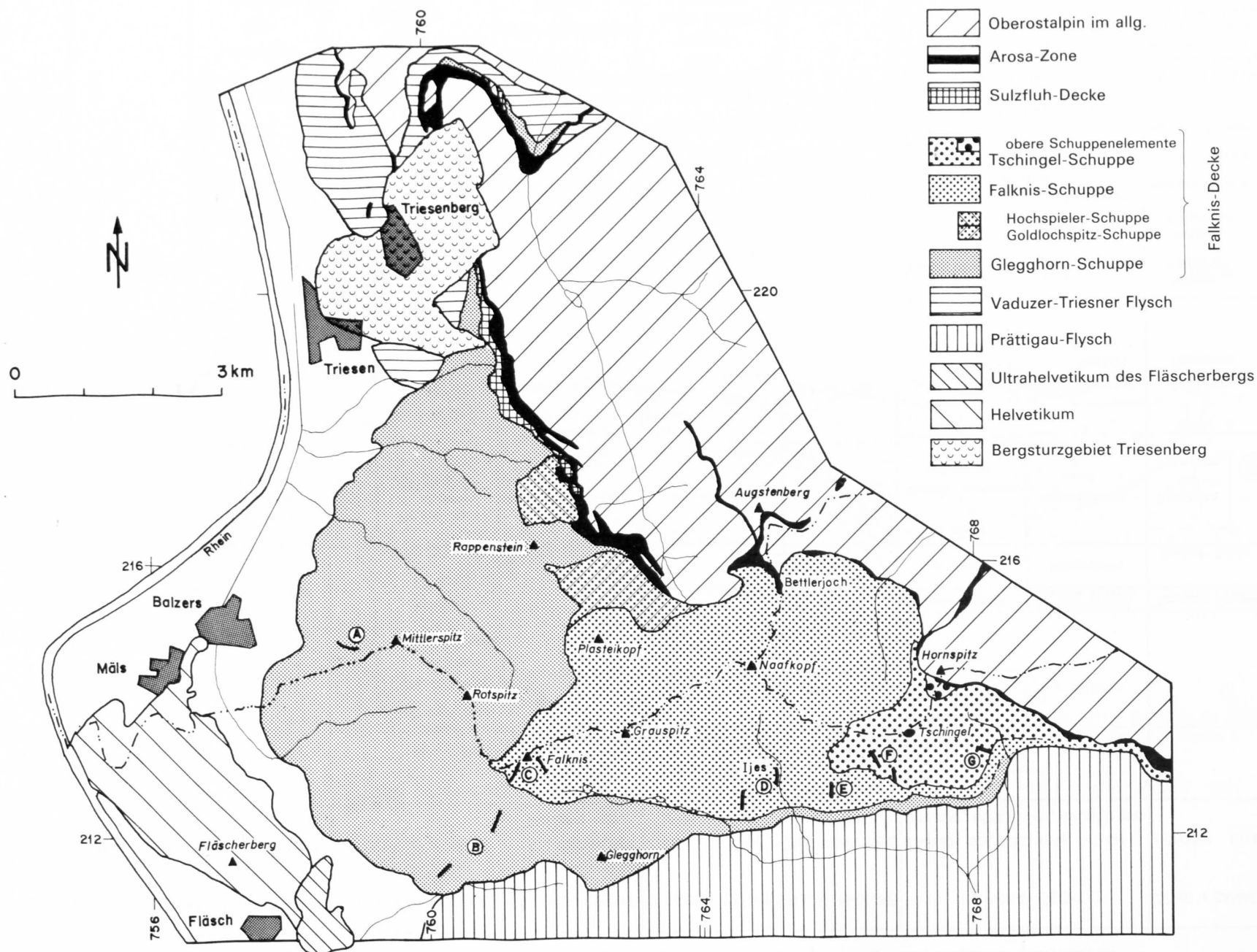


Fig. 3: Tektonische Übersichtskarte des westlichen Rätikons (mit Profil-Lokalitäten). Zusammengestellt nach F. ALLEMAN, R. BLASER & H. SCHAETTI (1953), D. TRÜMPY (1916) und eigenen Aufnahmen.

2. Stratigraphie von Trias und Jura der Falknis-Decke

2.1 Stratigraphische Nomenklatur und Allgemeines zur Beschreibung der Schichtreihe

Die vorliegenden Untersuchungen erstrecken sich auf das ganze Aufschlussgebiet der Falknis-Decke. Es schien uns angebracht, für die Jura-Sedimente der Falknis-Decke formelle Einheiten nach den Empfehlungen der internationalen Subkommission für stratigraphische Nomenklatur mit Typus- und Referenz-Profilen zu definieren. Dies um so mehr, als die von ALLEMANN (1957) aufgestellten informellen Serien nicht mit Ortsnamen, sondern nur mit lithologischen Namensbezeichnungen versehen sind. Da der Name «Falknis-Breccie» schon seit über 100 Jahren eingebürgert ist, verzichten wir auf einen neuen Lokalnamen und behalten den alten Terminus bei, jedoch im Status einer Formation. Die neue Namengebung ist auf der Tabelle 3 zu finden.

Die Verbreitung der einzelnen Jura-Formationen der Falknis-Decke ist schematisch auf Figur 4 zusammengestellt.

In den folgenden Kapiteln werden die Charaktere der neuen Formationen und ihre Unterschiede zum Liegenden und Hangenden beschrieben. Da sich die Mikrofazien in den einzelnen

Tabelle 3: *Stratigraphische Einteilung des Jura der Falknis-Decke*

			GRUNER 1981 Falknis-Decke i. a.		ALLEMANN 1957 Liechtenstein		D. TRÜMPY 1916 Westliches Rätikon
KREIDE		Berriasien	Neokomflysch-Serie		Neokomflysch-Serie		Neokom
JURA	MALM	Oberes Tithon	Jes-Formation		Calpionellenkalk-Serie		Tithon
		Unteres Tithon	Falknisbreccien-Formation		Falknisbreccien-Serie		
		Kimmeridgien	? Sanalada-Formation		Kalk-Serie		Mittlerer Malm
		Oxfordien	«Séquanien»		? Mergelschiefer-Serie	?	Oxford-Argovienschiefer
			«Argovien»		? Basale Breccien-Serie	?	? Schichtlücke
			«Oxfordien»				
	DOGGER	Callovien	Panier-Formation				
	LIAS		? Lias		fehlt		Lias
TRIAS			Trias				Trias

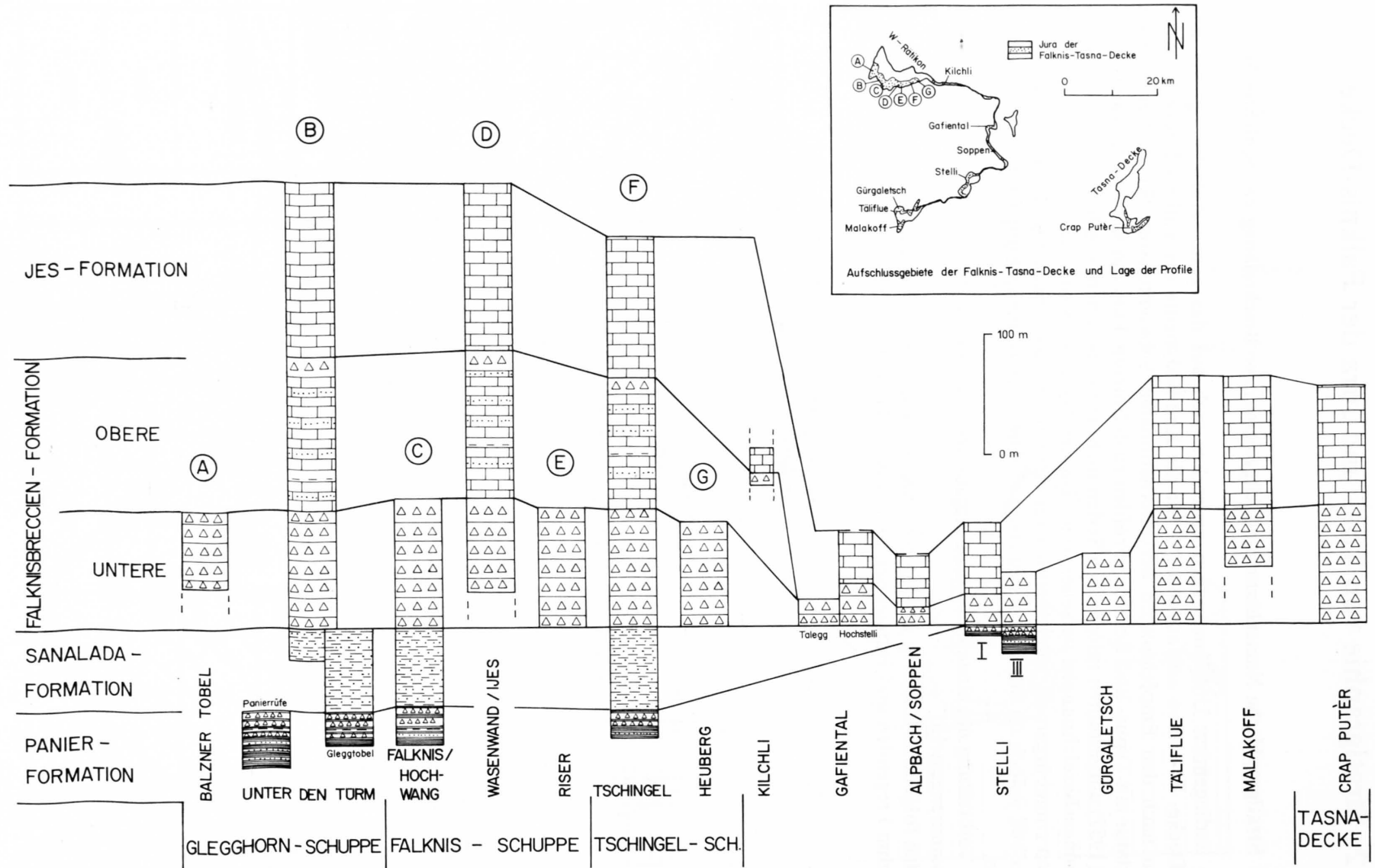


Fig. 4: Schematische Profile des Jura der Falknis-Tasna-Decke.

Formationen im wesentlichen kaum unterscheiden, erfolgt eine ausführliche, zusammenfassende Beschreibung einzig im Kapitel der Falknisbreccien-Formation.

Die Légende zu den stratigraphisch-sedimentologischen Profilen ist auf Figur 5 zu finden.

2.2 Historisches

Die ersten ausführlichen Beschreibungen der Gesteine der Falknis-Decke stammen von THEOBALD (1864). Diesem Autor fiel besonders ein Konglomerat auf, das bereits von ESCHER VON DER LINTH (1839 und 1846) beschrieben worden ist und das er sowohl an verschiedenen Orten im Rätikon als auch in Mittelländern wiederzuerkennen glaubte. LORENZ (1901) gelang es dank einer reichen Fauna, die er im Fläscher Tal sammelte, das Vorkommen von oberem Malm in der Falknis-Kette nachzuweisen.

Als zu Beginn dieses Jahrhunderts das Phänomen der grossen Deckenüberschiebungen erkannt wurde, konnten die ersten Parallelisationen vom Plessurgebirge über den ganzen Prättigau-Flysch zum Falknis-Gebiet gezogen werden: STEINMANN (1905) war es, der hier die Deckentheorie mit diesem Beispiel untermauerte. Nach seiner These bestand die Klippen-Decke aus der nördlichen Falknis-Zone (= «Zoophycusdoggerzone») und aus der südlichen Sulzfluh-Zone (= «Mytilusdoggerzone»). Steinmanns Schüler HOEK (1906) und SEIDLITZ (1906) bestätigten dessen Theorie in Detailaufnahmen.

D. TRÜMPY (1916) gelang schliesslich eine tektonische Gliederung des Westrätikons, wobei er die Falknis-Decke als selbständiges Deckenelement im Hangenden der Prättigau-Schiefer und im Liegenden der Sulzfluh-Decke erkannte. Seine genauen stratigraphischen Gliederungen haben, auch für die Falknis-Decke in anderen Regionen, noch heute im grossen ganzen ihre Richtigkeit. Weitere Vorkommen der Falknis-Decke wurden in den folgenden Jahren im Unterengadiner Fenster (STAUB & CADISCH 1921) und rund um das ganze Prättigauer Halbfenster nachgewiesen: 1919 und 1921 erfasste CADISCH in seinen Arbeiten über die Weissfluh-Gruppe im wesentlichen den ganzen südlichen Rand des Halbfensters. Er stellte fest, dass mit Ausnahme der Trias zwischen Klosters und Langwies sämtliche Glieder der Falknis-Schichtreihe in typischer Ausbildung zu erkennen sind. Weiter erscheint die Falknis-Decke im Gebiet zwischen Tschierschen und Parpan. Über diese Region liegen aber lediglich einige kurze Bemerkungen von CADISCH (1923, 1934, 1953) sowie eine geologische Karte (CADISCH 1922) vor.

In der Arbeit von HÄFNER (1924) wurden schliesslich auch noch die Aufschlüsse zwischen Klosters und St. Antönien, insbesondere diejenigen im Gafiental, genauer beschrieben.

Die letzte bedeutende Arbeit über die Stratigraphie der Falknis-Decke stammt von ALLEMANN (1957), der in seiner Dissertation u. a. die Schichtabfolge im Fürstentum Liechtenstein beschrieb. Er kam dabei zu einer Aufteilung der Falknis-Decke in Serien (= informelle lithostratigraphische Einheiten *sensu* Formation). ALLEMANN deutete erstmals die Falknis-Breccien sowie die brecciösen Schüttungen aller übrigen Serien der Decke als Kleinzyklen, die dem Trübestrom-Mechanismus zuzuordnen sind.

2.3 Trias

2.3.1 Allgemeines

Obwohl wir vor allem die Jura-Ablagerungen untersucht haben, werden die spärlichen Trias-Vorkommen der Falknis-Decke, die ebenfalls in die durchgeführten Felduntersuchungen einbezogen worden sind, der Vollständigkeit halber hier dennoch kurz beschrieben. Die Trias der Falknis-Decke ist nur an zwei Lokalitäten aufgeschlossen, welche sich beide im Westrätikon an der Überschiebungsfläche der Falknis-Decke auf den Prättigau-Flysch befinden: am

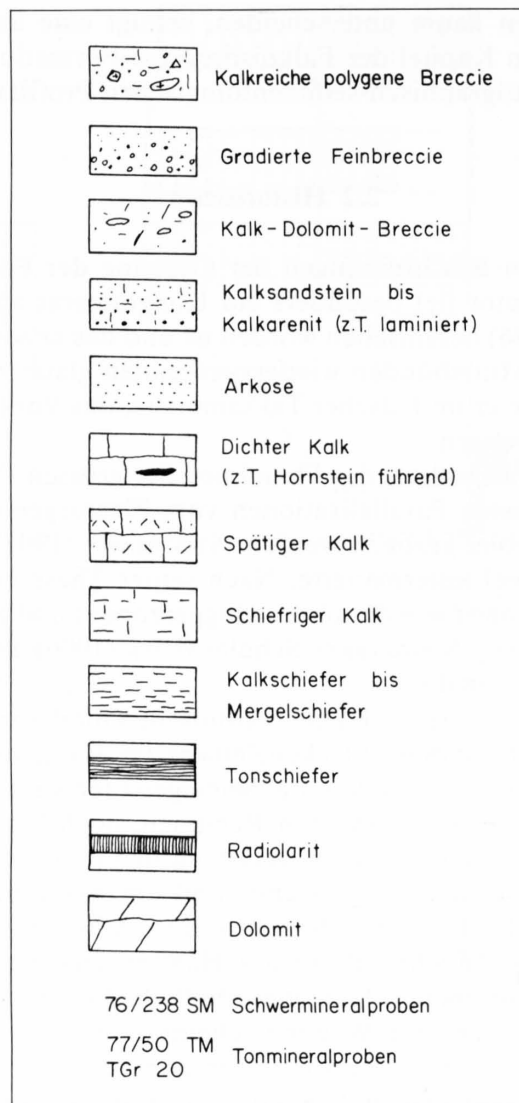


Fig. 5: Legende zu den stratigraphisch-sedimentologischen Profilen.

Gleggkamm (vgl. D. TRÜMPY 1916) und in einer kleinen Linse bei Heubühel SE des Tschingel. Die kleine, von CADISCH (1921) im Spinazmantobel oberhalb Tschiertschen entdeckte Dolomitlinse konnte nicht mehr aufgefunden werden.

2.3.2 Gleggkamm

Der unübersichtliche Trias-Aufschluss auf der Westseite des Gleggkammes (Koord. ca. 762.450/211.300/1850–1970 m) ist stark verschuppt und mit fraglichen Lias-Schiefern in den Prättigau-Flysch eingepresst worden. Die Abfolge innerhalb der Schuppen ist nicht, wie D. TRÜMPY vermutet hat, überkippt, sondern normalliegend (GRUNER 1979). Wir rechnen folgende Gesteine zur Trias:

- Gips: z. T. in zentimeterdünne Plättchen zerfallend, mit brecciösen Einlagerungen von grasgrünen Quarziten und Dolomiten. Seltener ist eine Rauhwacke-ähnliche Gips-Varietät zu finden.
- Grüne Mergel, oft in dünne Plättchen zerfallend.
- Dolomitbreccie: gelbgrau bis bräunlich verwitternd, mit unterschiedlich ausgeprägter Breccierung.
- Plattiger, rekristallisierter Kalk mit Mergel-Zwischenlagen (ursprünglich vermutlich ein Dolomit).

2.3.3 Heubühel

Auf Heubühel (vormals Frescascalas, Koord. 767.850/212.400/1800 m) sind die Falknis- und die Glegghorn-Schuppe auf wenige Meter reduziert, was unklare stratigraphische Verhältnisse verursacht. Über den Mergelkalken des Prättigau-Flysches (Eggberg-Serie) folgen vermutlich Lias-Schiefer der Glegghorn-Schuppe. Darüber liegen (in tektonischem Kontakt) einige Meter eines graugrünen, kompakten oder schiefrigen, stark pyrithaltigen Quarzsandsteines sowie eine etwa 5 m mächtige Linse von marmorisiertem, gestreiftem, z. T. brecciösem Kalk (vgl. Gleggkamm), welche beide die triadischen Überreste der Falknis-Schuppe darstellen. Im Hangenden dieser Gesteine folgen Schiefer (? Lias) unserer Panier-Formation.

2.4 Lias

Die im nächsten Abschnitt (2.5) besprochene Panier-Formation (? oberer Lias–mittleres Oxfordien) führt an ihrer Basis schwarze Schiefer, die evtl. noch dem Lias zugeordnet werden können. Sie entsprechen den «Liasschiefern» von D. TRÜMPY (1916).

An verschiedenen Orten fanden wir einen sandigen Belemniten-Spatkalk, der – tektonisch losgelöst von der Panier-Formation – an der Basis der Falknis-Decke liegt und in Analogie zu Schichtreihen in andern Bündner Decken wahrscheinlich ebenfalls Lias-Alter aufweisen dürfte.

Am Gleggkamm befindet sich, in direktem Kontakt mit den Trias-Aufschlüssen, ein blaugrauer, z. T. rostig verwitternder, spätiger Sandkalk, der unbestimmbare Muschelabdrücke, viele Belemniten sowie einen vollständig zerdrückten Ammonitenabdruck enthält. Dasselbe Gestein fand B. Schwizer (Bern) auch als hinuntergestürzten Block im Cani am Alpnovabach (Koord. 766.860/211.600).

CADISCH (1953) beschrieb 1 km südlich von Tschierschen (Schanfigg), östlich der Lokalität Clüs (Koord. 765.700/186.550), eine bereits 1922 kartierte, in «Bündnerschiefer» eingespiesste, zur Falknis-Decke gehörende Belemnitenkalk-Linse, die Lias- oder Dogger-Alter besitzen soll. Das Vorkommen bildet eine 35–40 m mächtige Felswand, in welcher die ursprüngliche Schichtreihe infolge tektonischer Beanspruchung nicht mehr zu erkennen ist. Es handelt sich dabei generell um einen hellen, stark rekristallisierten Spatkalk, der viele Belemniten und vereinzelte Muschelabdrücke führt. Dieses Gestein weist grosse lithologische Ähnlichkeit mit den Lias-Kalken der Falknis-Decke im Westrätikon und auch mit dem sog. «Steinsberger Lias» der Tasna-Decke (vgl. Kap. 3.2) auf.

2.5 Panier-Formation

2.5.1 Definition der Formation

Synonyma: «Oxford-Argovienschiefer» p. p. (D. TRÜMPY 1916); «Basale Breccien-Serie» (ALLEMANN 1957).

Name: Die Formation wird nach der Panier-Rüfe benannt (nur auf der Karte 1:10 000 bezeichnet), die im unteren Teil des S-exponierten Abhanges des Falknis (Westrätikon), am Ausgang des Gleggtobels, liegt.

Typus-Profil: Es befindet sich unterhalb der Panier-Rüfe in einer kleinen Seitenrunse (Koord. 760.200/211.600/1150–1200 m); vgl. Tafel I.

Referenz-Profil: Es liegt ca. 300 m SW des Falknisgipfels in einer kleinen Runse oberhalb des Wegleins (Koord. ca. 761.250/212.950/2400 m); vgl. Tafel I und ALLEMANN (1957: Fig. 9).

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Typus-Profiles beträgt ca. 50 m. Da die schwarzen Schiefer im unteren Teil der Formation tektonisch reduziert oder abgeschert sind, dürfte sich die ursprüngliche Mächtigkeit evtl. auf über 100 m erhöhen. In Mittelbünden sind die Profile noch stärker reduziert. Die Mächtigkeit schwankt hier zwischen 0 und 20 m (Fig. 4).

Lithologie: vgl. Beschreibung unten.

Grenzen: Die *Liegendgrenze* der Formation ist tektonisch bedingt. Die ersten schwarzen Tonschiefer werden zur Panier-Formation gerechnet. Die *Obergrenze* liegt über den letzten, sich dicht folgenden, groben Breccienbänken. Gleichzeitig setzen auch die mächtigen Abfolgen von schwarzen bis grünlichen Tonschiefern aus.

Alter: Oberer Lias (?) bis mittleres Oxfordien (vgl. Kap. 2.5.4).

Verbreitung: Die besten Aufschlüsse finden sich im westlichen Rätikon an der Basis der einzelnen Schuppen der Falknis-Decke. In Mittelbünden ist die Formation lediglich im Fondei (Profil Stelli) im stratigraphischen Verband aufgeschlossen, während im Gebiet des Gurgals sowie im Gafiental nur noch einzelne tektonisierte und ausgepresste Überreste vorhanden sind.

2.5.2 Historisches und Allgemeines

LÖRENZ (1901) kartierte und beschrieb unsere Panier-Formation im Liegenden der auffälligen Falknis-Breccien als Flysch, wobei er die fragliche Einheit in den heutigen Prättigau-Flysch einbezog. D. TRÜMPY (1916) gliederte diese flyschartige Abfolge an der Basis der Falknis-Decke in fraglichen Lias (schwarze Tonschiefer mit Sandsteinen und Kalkbreccien) und in die darüberliegenden «Oxford-Argovienschiefer» (schwarze und grüne Tonschiefer, polygene Konglomerate). TRÜMPY vermutete dabei eine Schichtlücke zwischen diesen beiden Gliedern. Nach ALLEMANN (1957) treten im Liechtenstein die Lias-Schiefer von TRÜMPY nicht auf, wohl aber die «Oxford-Argovienschiefer», die er als «Basale Breccien-Serie» bezeichnet – mit der Bemerkung, dass diese altersmässig vom Oxfordien bis in den Dogger reichen könnten (vgl. Tab. 3). In Mittelbünden hat CADISCH (1919 und 1921) analoge Gesteine an der Basis der Falknis-Decke lediglich vom Stelli im hinteren Fondei erwähnt.

Eine Unterteilung, wie sie TRÜMPY vornahm, kann nach den vorliegenden Untersuchungen nicht aufrecht erhalten werden. In einigen Profilen wurde z. B. ein kontinuierlicher, stratigraphischer Übergang von den schwarzen «liasischen» Tonschiefern an der Basis bis in die breccienreiche Abfolge im oberen Teil beobachtet. In den meisten Aufschlüssen hingegen sind die schwarzen Schiefer vom stratigraphischen Verband losgelöst und stark angehäuft oder ausgepresst, da sie als Gleithorizont während des Deckentransportes gedient haben. Lias-Schiefer und «Oxford-Argovienschiefer» («Basale Breccien-Serie») können praktisch nicht voneinander unterschieden werden, sondern bilden eine lithologische Einheit, die Panier-Formation.

2.5.3 Lithologie (vgl. Taf. I)

2.5.3.1 Charakterisierung der Formation

Die Formation weist in ihrem unteren Teil eine oft tektonisierte, in der Mächtigkeit stark schwankende Masse von schwarzen, meist muschelig brechenden Tonschiefern auf. Dazwischengelagert sind einzelne rostfarbene bis braungraue, schwachgradierte, kalkige Sandsteinbänke und Feinbreccien. Gegen oben schalten sich vermehrt mächtige, grobe, gradierte, braunschwarz verwitternde Breccienbänke ein (mit vollständigen BOUMA-Zyklen *ABCDE*) sowie vereinzelt Mergelschiefer mit einer feinsandigen Basis (BOUMA-Zyklen *DE*). Die Serie wird zudem gegen oben zunehmend kalkiger, indem neben schwarzen Tonschiefern auch grünliche, leicht kalkige Schiefer auftreten.

Die Sanalada-Formation im Hangenden unterscheidet sich von der Panier-Formation dadurch, dass sie keine grünen und nur wenig schwarze Tonschiefer führt und dass die rostfarbenen und braunschwarzen Sandsteine und Breccien fehlen.

Bei der folgenden Behandlung der sehr verschiedenen Gesteinsausbildungen unterscheiden wir zwischen detritischen und pelagischen, d. h. «autochthonen» Ablagerungen.

2.5.3.2 Detritische Ablagerungen

Makrofazies. – Die *Breccien*, die innerhalb der Formation gegen oben an Häufigkeit zunehmen, wittern braunschwarz, selten gelblichgrau an und sind im Bruch blaugrau. Das brecciöse Intervall *A* ist einfach oder auch mehrfach gradiert und zwischen 10 cm bis max. 2½ m mächtig. Die Breccien führen im unteren Teil der Bank ein dunkles oder ein gelbliches, tonig-mergeliges Bindemittel, das bei starker Verwitterung herausgelöst wird und der Breccie ein löcheriges Aussehen verleiht. Der prozentuale Anteil des Bindemittels ist wesentlich kleiner als in den Breccien der höheren Formationen, so dass die Gerölle dicht gepackt sind und selten sogar dachziegelartig aufeinanderliegen.

Kalksandsteine und Kalkarenite, als Einzelbänke oder im Zyklus über einem brecciösen Intervall auftretend, wittern rostig-braun an und zeigen im Bruch ein mittleres Grau. Ihr Bindemittel ist im unteren Teil der Formation sandig, z. T. stark dolomitisiert, gegen oben zunehmend kalkiger. Gut ausgebildete Sedimentstrukturen wie Gradierung, Parallel-Lamination und z. T. auch Rippeln sind häufig. Die feinsandigen Kalkarenite gehen dann im Dach der Zyklen allmählich über in einen:

Mergel- und Kalkschiefer. Diese wittern graugelblich bis ockergelb an und erreichen, auch als Einzelabfolgen, verschiedentlich Mächtigkeiten von über 2 m.

Mikrofazies. – Eine ausführliche Beschreibung erfolgt im Kapitel der Falknisbreccien-Formation. Im folgenden nur einige wichtige Merkmale:

Grundmasse (Matrix und Zement): Sie besteht bei den Breccien an der Basis des Intervalls *A* teilweise aus grünem Ton (meist zwischen 20–30%) und führt Radiolarien. Gegen oben geht sie in einen eisenhaltigen, z. T. dolomitischen Sparit über.

Fauna: Die mitgeschwemmte Fauna in den Kalkareniten weist auf eine Herkunft aus dem Flachwasser-Bereich hin mit vielen, auf Seite 34 besprochenen Formen. Als spezifisch wichtige Faunenelemente erwähnen wir: *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK; «*Conicospirillina*» *basiliensis* MOHLER; «*Pseudoeggerella*» n. gen., n. sp.? (Best. M. Septfontaine); *Valvulina* cf. *conica* PARKER & JONES; *Glomospira* sp.; *Trocholina* sp.; *Nautiloculina oolithica* MOHLER. In den Kalk- und Mergelschiefern sind im Dünnschliff Spongiennadeln, Radiolarien und Spongienrhaxen zu erkennen.

Die **Sortierung** ist im brecciösen Abschnitt durchwegs sehr schlecht und wird im laminierten Intervall etwas besser.

2.5.3.3 Pelagische Ablagerungen

Allgemeines: Zu den pelagischen, autochthonen Ablagerungen rechnen wir auf Grund des Fossilinhaltes die schwarzen, im oberen Teil der Formation auch grünlichen Tonschiefer. Die schwarzen Schiefer haben einen muscheligen Bruch und glänzen leicht ölig. Sie führen viele kleine Vererzungen. Die grünlichen, z. T. auch rostig verwitternden Schiefer des oberen Teils zerfallen in griffelige Stengel oder in feine Schieferplättchen. Sie weisen einen Kalkgehalt von 4–6% auf.

Fossilinhalt: Im Dünnschliff sind Radiolarien und Spongiennadeln zu finden. Coccolithen: *Watznaueria berneseae* (Best.: K. Perch-Nielsen).

Tonmineralogie (Methodik siehe S. 83): Verbunden mit Messungen der Illit-Kristallinität wurden verschiedene Röntgen-Analysen durchgeführt, um Einblick über eine eventuelle unterschiedliche tonmineralogische Zusammensetzung der grünen und schwarzen Schiefer zu erhalten.

Resultate (vgl. Fig. 6): Die quellbaren Mixed-layer-Mineralie *Illit/Montmorillonit* konnten qualitativ nicht erfasst werden (< 10%), doch wurden sie in allen Präparaten als mehr oder weniger deutliche Schulter am 10 Å-Illit-Peak erkannt. Die Wechsellagerung *Paragonit/Muskowit* (Basisreflex bei 3,25 Å) konnte qualitativ ebenfalls nicht berücksichtigt werden (< 10%), doch fanden wir in allen Präparaten eine meist kleine Verbreiterung des 003-Illit-Peaks.

Illit (erster Basisreflex bei 10 Å) ist das dominierende Mineral in den Tonschiefern. Etwas seltener tritt *Chlorit* auf (bei 7 Å), wobei der 002-Peak bei gebrannten Präparaten zugunsten des 001-Wertes geschwächt wird, was für Fe-Chlorit spricht. Interpretationen der Tonmineralogie beschränken sich demnach auf unterschiedliche *Illit/Chlorit-Verhältnisse*. Dabei zeigt sich bei den vorliegenden Untersuchungen, dass sowohl bei den muschelg brechenden Schiefern als auch bei den grünen Schiefern des oberen Teils ein nicht signifikantes *Ill/Chl*-Verhältnis vorliegt (vgl. Fig. 6).

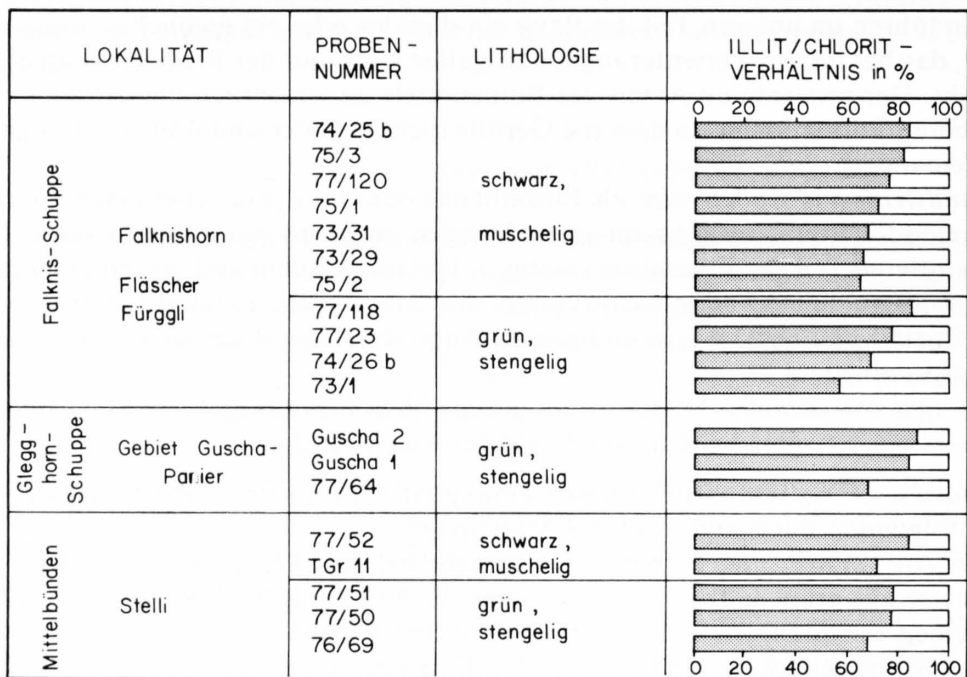


Fig. 6: Lithologie und Illit/Chlorit-Verhältnis von einigen Tonschiefer-Proben aus der Panier-Formation.

Interpretation: Auf Grund der tonmineralogischen Zusammensetzung können keine Rückschlüsse auf Tendenzen oder Art der Sedimentation der Schiefer gezogen werden. Sowohl die grünen als auch die schwarzen Tonschiefer stellen nach unserer Auffassung die autochthone, pelagische Sedimentation dar. Die kalkfreien Tonschiefer im Liegenden der Formation dürften evtl. unter der Kalk-Kompensationstiefe (CCD) gelegen haben. Die grünlichen, leicht kalkhaltigen Schiefer im Hangenden der Formation weisen auf eine mögliche Änderung der CCD bzw. auf geringere Tiefe des Ablagerungsbeckens hin. Diese Änderung setzt sich in der darüberliegenden Sanalada-Formation fort, wo die ebenfalls Radiolarien führenden dichten Kalke die autochthone, pelagische Sedimentation widerspiegeln.

2.5.4 Alter

Die *Basis* der Formation dürfte möglicherweise noch in den *Lias* zu stellen sein. THEOBALD (1864) fand in den schwarzen Tonschiefern einen mittlerweile verschollenen Abdruck eines *Lias*-Ammoniten.

Im *Dach* der Formation fanden wir, vor allem in einer mächtigen Breccie, verschiedene als Gerölle geschüttete, isolierte Ammoniten (z. B. im Gleggtobel und am Falknis sowie einige unbestimmbare Exemplare in Breccien oberhalb des obersten Fläscher Sees).

Nach den Bestimmungen von Prof. H. Rieber (Paläontologisches Institut, Universität Zürich), der die Ammoniten in verdankenswerter Weise untersuchte, lieferten nur zwei Exemplare brauchbare stratigraphische Angaben. Es handelt sich bei den beiden um *Taramelliceras* (*Richeiceras*) sp., evtl. cf. *pichleri*. Daneben fanden sich verschiedene Bruchstücke von Perisphinctiden, evtl. *Dichotomosphinctes* und *Sowerbyceras*. Nach Auskunft von Prof. H. Rieber (schriftliche Mitteilung) kommt *Richeiceras* im Mittelloxfordien und unteren Oberoxfordien vor. Damit dürfte die Formation bis mindestens ins *mittlere Oxfordien* reichen. Ein Grossteil der Formation dürfte vermutlich dem *Dogger* zuzuordnen sein, evtl. reicht ein Teil noch bis in den oberen Lias hinab.

Das Auftreten von *Nautiloculina* und *Trocholina* ist in erster Linie von der Fazies abhängig. Während diese Formen in den Klippen (WEISS 1949) und im Schweizer Jura im mittleren oder oberen Oxfordien einsetzen, treten sie – gleich wie auch *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK – in der Zwischendogger-Fazies der Préalpes médianes bereits im Bajocien auf (FURRER 1979); dasselbe gilt auch für «*Conicospirillina*» *basiliensis* MOHLER. Nach den bisherigen Angaben in der Literatur wird ihr erstmaliges Auftreten überall im Oxfordien angegeben (BOLLIGER & BURRI 1970, BERGOUGNAN 1971, RAMALHO 1971, WEISS 1949). In den Préalpes médianes werden nun aber erste Conicospirillinen bereits im datierten Bathonien erwähnt (FURRER & SEPTFONTAINE 1977), so dass auch bei diesem Fossil die Fazies-Abhängigkeit deutlich wird.

2.5.5 Mächtigkeit und Vorkommen (vgl. Fig. 4)

Westrätikon: Die Panier-Formation tritt in allen drei Schuppen an der Basis der Falknis-Decke als Gleithorizont auf. Dabei beträgt die Mächtigkeit im Idealfall 40–50 m, wobei noch eine unbekannte Menge von abgesicherten Schiefern dazukommt, so dass die effektive Mächtigkeit über 100 m betragen dürfte.

Osträtikon: In den Profilen im Gafiental und am Soppen (N von Klosters) haben wir die wenigen Meter braunschwarzer Tonschiefer mit Sandsteinbänklein unter der Falknisbreccien-Formation als Überreste der Panier-Formation interpretiert.

Mittelbünden: Im hinteren Fondei, v. a. am *Stelli*, sind in kleinen benachbarten Profilen gute Aufschlüsse der Panier-Formation vorhanden (vgl. Taf. II). Die Lithologie stimmt mit derjenigen des Westrätikons völlig überein. Aus tektonischen und vermutlich auch sedimentologischen Gründen (Erosion der Breccien, vgl. S. 65) sind die Profile am *Stelli* nicht miteinander korrelierbar. Reste von schwarzen Schiefern und Breccien, die im Gürgaletsch-Gebiet unterhalb des Malakoff auftreten, werden von uns ebenfalls als Vertreter der Panier-Formation interpretiert.

2.6 Sanalada-Formation

2.6.1 Definition der Formation

Synonyma: Unterer Teil des «Mittleren Malm» (D. TRÜMPY 1916), «Mergelschiefer-Serie» und «Kalk-Serie» (ALLEMANN 1957).

Name: Die Sanalada-Formation wird nach der Terrasse «Sanalada» benannt, die sich am S-exponierten Abhang des Tschingel (2540 m) im Westrätikon befindet.

Typus-Profil: Das Typus-Profil befindet sich am Westrand von Sanalada im obersten Kehritobel (Koord. 766.700/212.900/1930–1980 m); vgl. Tafel I und Figur 7.

Referenz-Profil: Es befindet sich SW des Falknisgipfels in der Fortsetzung des Referenz-Profiles der Panier-Formation (vgl. Fig. 8).

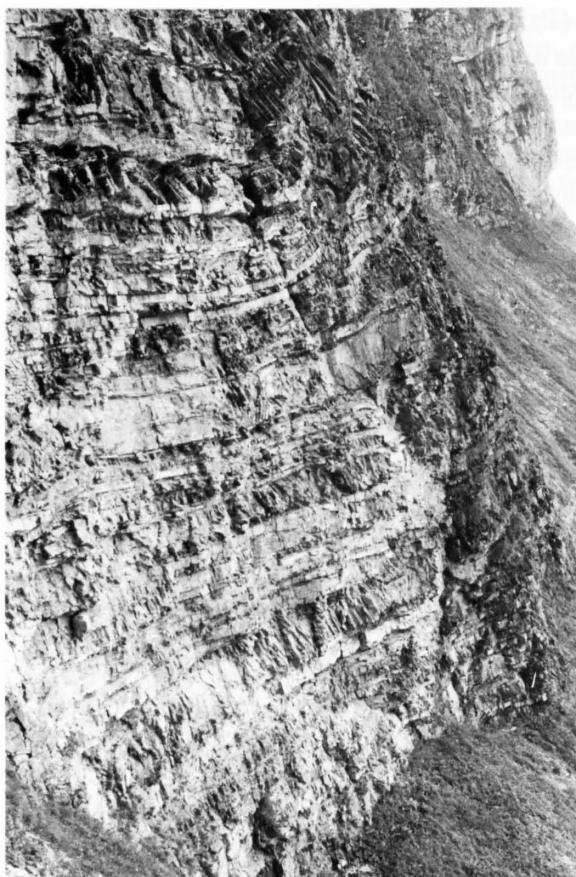


Fig. 7: Typus-Profil der Sanalada-Formation am Fusse des Tschingel (Tschingel-Schuppe der Falknis-Decke, Westrätikon).

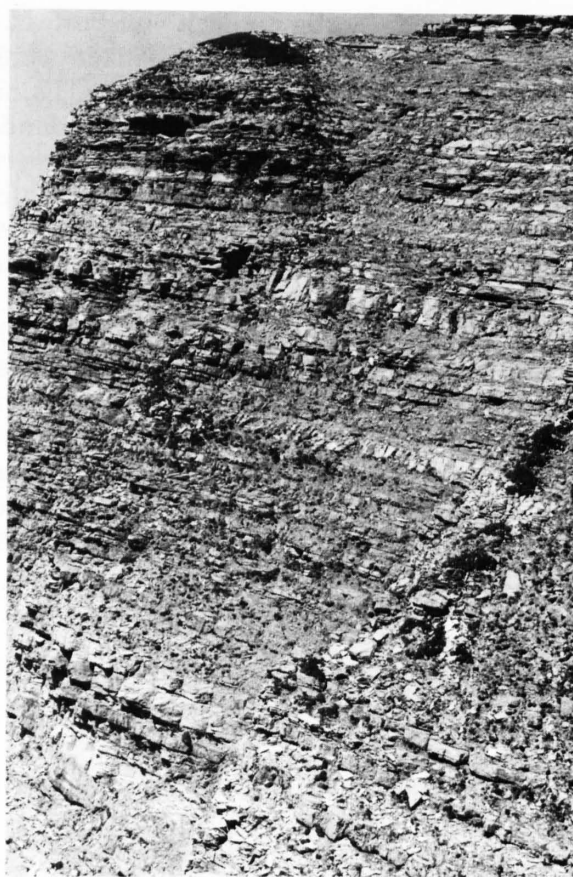


Fig. 8: Panier-Formation (unterster Viertel des Bildes) und Sanalada-Formation am Profil westlich des Falknis-Gipfels (Falknis-Schuppe der Falknis-Decke, Westrätikon).

Mächtigkeit: Sie beträgt in der Regel 75–80 m.

Lithologie: vgl. Beschreibung unten.

Grenzen: Die *Untergrenze* liegt über den letzten, sich dicht folgenden Breccien der Panier-Formation. Die *Obergrenze* ist durch das Einsetzen der ersten mächtigen, typischen Falknis-Breccien gegeben. Die Untergrenze sowie die Obergrenze im Westrätikon ist isochron. Ob dies auch auf die Obergrenze im Osträtikon und in Mittelbünden zutrifft, kann infolge schlechter Aufschlussverhältnisse nicht beurteilt werden.

Alter: Oberes Oxfordien bis ? unteres Kimmerdgien.

Verbreitung: Die Sanalada-Formation ist im Westrätikon durchgehend in allen Schuppen zu erkennen, allerdings häufig stark verfaltet und in der Mächtigkeit reduziert. Im Osträtikon und in Mittelbünden sind, ausser evtl. im Gebiet des Malakoff, keine entsprechenden Gesteine bekannt.

2.6.2 Historisches und Allgemeines

Zum Tertiärflysch, den LORENZ (1901) unterhalb der Falknis-Breccien als solchen auschied, gehörte damals auch die jetzige Sanalada-Formation. D. TRÜMPY (1916) erkannte die Zugehörigkeit dieser Flysch-Abfolge zur Falknis-Decke und bezeichnete die Serie, gemeinsam mit den auffälligen Falknis-Breccien im Hangenden, als «mittleren Malm». ALLEMANN kam dann 1957 zu einer feineren Unterteilung dieser Malm-Abfolge. Er unterschied eine Mergelschiefer-Serie («Argovien») an der Basis, darüber eine Kalk-Serie («Sequanien»)–Kimme-



Fig. 9: Detail aus der Sanalada-Formation: Kalkreiche Turbidite mit herauswitternder Kalksandstein-Bank (BOUMA-Intervall BCD) und zurückwitternden Mergelschiefern (Intervall E).

ridgien) und zuoberst die Falknisbreccien-Serie (unteres Tithon). Allerdings erwies sich die Zerteilung der Schichten im Liegenden der Falknis-Breccien, wie sie ALLEMANN vorschlug, als kaum durchführbar. Die ganze Gesteinsabfolge weist wegen ihrer Inkompetenz sehr viele Verfaltungen sowie rasche, lithologische Wechsel auf, so dass die beiden Serien bereits in unserer Diplomarbeit (1976) zu einer einzigen zusammengefasst worden sind («Kalkschiefer-Serie»), welche im folgenden Sanalada-Formation genannt wird.

2.6.3 Lithologie (vgl. Taf. I)

2.6.3.1 Charakterisierung der Formation

Die Sanalada-Formation weist die Merkmale eines typischen karbonatreichen Flysches auf. Sie ist charakterisiert durch eine Folge von bis zu mehrere Meter mächtigen Mergel- und Kalkschiefer-Abfolgen, die mit Kalksandsteinen bis Kalkareniten und einzelnen gradierten, geringmächtigen Feinbreccien wechsellagern. Diese Ablagerungen weisen alle mehr oder weniger vollständige BOUMA-Zyklen auf. Dazwischengelagert sind dünne Tonschiefer-Lagen und dichte Kalke, welche die pelagische Sedimentation anzeigen.

Die gradierten Feinbreccien treten im untersten und obersten Abschnitt der Formation etwas häufiger auf. Sie sind eher geringmächtig (selten mehr als 1 m) und weisen Komponenten bis zu 5 cm auf. Die Kalksandsteine und Kalkarenite sind ebenfalls geringmächtig; sie sind

häufig laminiert und gerippt (BOUMA-CD) und sind z.T. stark verkieselt (Hornstein-Bildungen). In ihrem oberen Teil gehen sie in das pelitische BOUMA-Intervall E über (vgl. Fig.9).

Die Sanalada-Formation unterscheidet sich von der Falknisbreccien-Formation im Hangenden durch das Fehlen der mächtigen, kalkreichen Breccien-Abfolgen. Auch die Panier-Formation im Liegenden kann mit ihren schwarzen und grünen Schiefern und den rostbraunen Sandsteinen und Breccien leicht von der Sanalada-Formation unterschieden werden.

2.6.3.2 Detritische Ablagerungen

Makrofazies. – Die wenigen groben Schüttungen und die zahlreichen Feinbreccien sowie die feindetritischen Ablagerungen (Kalksandsteine, Kalkarenite, Kalk- und Mergelschiefer) entsprechen im wesentlichen den typischen Gesteinen der Falknisbreccien-Formation (siehe dort). Kalksandsteine führen in der Sanalada-Formation gelegentlich bereits Hornstein-Bildungen.

Mikrofazies. – Die Beschreibung der Mikrofazies erfolgt ausführlich im Abschnitt über die Falknisbreccien-Formation. In den allerobersten Breccien der Sanalada-Formation tritt erstmals *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD auf. In den pelitischen Intervallen der Breccien finden sich spärlich mitgeschwemmte Radiolarien, Spongiennadeln, Filamente und *Globochaete alpina* LOMBARD.

2.6.3.3 Pelagische Ablagerungen

Makrofazies. – Zwischen einzelnen Turbidit-Zyklen treten mittelgraue, im Bruch dunkle, dichte und leicht kieselige Kalke auf, meist in scharf begrenzten Bänken von 15–40 cm. Im Unterschied zu den feinsandigen Mergelkalcken weisen diese Kalke weder an der Basis noch im Dach turbiditische Merkmale wie Gradierung oder Laminierung auf und werden daher, auch auf Grund der Mikrofazies, als autochthone Sedimente betrachtet (vgl. auch ALLEMANN 1957).

Mikrofazies. – Vgl. ausführliche Beschreibung im Abschnitt 2.7.3. – *Fauna:* Neben Radiolarien (z.T. häufig) und Filamenten fanden wir *Globochaete alpina* LOMBARD, *Cadosina lapidosa* VOGLER, Protoglobigerinen und *Saccocoma* sp. (ab Mitte der Formation). Daneben traten spärlich Coccolithen auf. Wie in der Panier-Formation handelt es sich dabei um *Watznaueria barne-sae* (Best.: K. Perch-Nielsen).

2.6.4 Alter

Die Untergrenze der Sanalada-Formation kann altersmässig dank den Ammoniten-Funden in der Panier-Formation mit *oberem Oxfordien* fixiert werden. Die Obergrenze wird auf Grund von *Clypeina jurassica*, welche in den obersten Feinbreccien der Sanalada-Formation bereits vereinzelt, in den Falknis-Breccien dann immer auftritt, als ? unteres Kimmeridgien angegeben (vgl. ausführliche Begründung unter 2.7.4).

Das erste Auftreten der planktonischen Crinoide *Saccocoma* sp. – wir finden sie erstmals in den dichten Kalcken in der Mitte der Sanalada-Formation – ist nach übereinstimmenden Literaturangaben (BORZA 1969, BOURBON 1972, DRAGASTAN 1975) kennzeichnend für Kimmeridgien.

2.6.5 Mächtigkeit und Vorkommen

Die Sanalada-Formation ist nur aus dem *Westrätikon* bekannt. Sie weist in der Regel eine Mächtigkeit von 75–80 m auf. Mit ihren inkompetenten Schichtgliedern ist die Formation meist stark verfaultet, so dass die Mächtigkeit vielfach auf 40–50 m reduziert ist.

Im *Osträtikon* und *Mittelbünden* ist die Sanalada-Formation nicht bekannt (vgl. Fig. 4). Neben tektonischen Gründen dürften vor allem sedimentäre Ursachen dafür verantwortlich sein (Fazies-Änderung, Erosion, vgl. Kap. 4.3). Im tektonisch komplizierten, epimetamorph überprägten Gürgaletsch-Gebiet könnte möglicherweise eine 20 m mächtige Flysch-Abfolge, eingeklemmt zwischen tertiärem Falknis-Flysch und der Falknisbreccien-Formation, als Äquivalente der Sanalada-Formation angesprochen werden (Lokalität: Pt. 2297, N des Malakoff).

2.7 Falknisbreccien-Formation

2.7.1 Definition der Formation

Synonyma: Oberer Teil des «Mittleren Malm» (D. TRÜMPY 1916); «Mittlerer Malm» (CADISCH 1921); «Falknisbreccien-Serie» (ALLEMANN 1957).

Name: Der in der Literatur seit über 100 Jahren eingebürgerte Name «Falknisbreccie» erhält durch Festlegung eines Typus-Profiles und von Abgrenzungskriterien den Status einer Formation.

Typus-Profil: Es befindet sich SW des Tschingel (2540,9 m), zwischen den Koordinaten 766.600/212.950/2000 m und 766.400/213.100/2140 m; vgl. Zeichnung Tafel II.

Referenz-Profil: Ein gutes Referenz-Profil findet sich in der Glegghorn-Schuppe, SW der Falknis («Unter den Türmen»; Koord. 761.00/212.160 m bis ca. 761.070/212.350/1880 m).

Mächtigkeit: Im Typus-Profil ist die Formation ca. 215 m mächtig. Im Profil «Unter den Türmen» hat die Formation eine Mächtigkeit von 230 m. Im Gafiental misst sie ca. 35 m, am Stelli (Fondei) ca. 45 m und im Gürgaletsch-Gebiet max. 90 m (vgl. Fig. 4). Die Mächtigkeitschwankungen sind bedingt durch die unterschiedliche Lage im Ablagerungsbecken (vgl. Kap. 4.3).

Lithologie: vgl. Beschreibung unten.

Grenzen: Die *Untergrenze* der Falknisbreccien-Formation liegt an der Basis der plötzlich in dichter Folge auftretenden groben, kalkreichen Falknis-Breccien. Sie ist im Westrätikon isochron (vgl. Kapitel 2.6.1). Die *Obergrenze* ziehen wir im Dach einer 10–15 m mächtigen Falknisbreccien-Bank.

Alter: ? Oberes Kimmeridgien bis unteres Tithon.

Verbreitung: Die Formation ist im Westrätikon durchgehend in allen Schuppen als markante Schichtabfolge zu erkennen und bildet z.T. auffallende Gebirgsgipfel (z.B. Falknis, Glegghorn). Gegen Osten sind unter den oberostalpinen Gesteinsmassen der Schesaplana sowie der Sulzfluh nur mehr kleine, linsige Aufschlüsse vorhanden, und erst wieder im hinteren Gafiental (St. Antönien) und am Soppen (NW von Klosters) wird die Formation etwas mächtiger.

In Mittelbünden schwillt die Formation im hinteren Fondei (z.B. am Stelli oder am Seehorn) sowie in der Gebirgskette östlich von Parpan (Gürgaletsch, Malakoff) zu grösserer Mächtigkeit an. Schliesslich sind die Falknis-Breccien auch in der Tasna-Decke des Unterengadiner Fensters wieder zu erkennen.

2.7.2 Historisches und Allgemeines

Nachdem ESCHER VON DER LINTH & STUDER (1839) die Breccien erstmals erwähnt hatten, ging ersterer 1846 etwas näher auf diese auffallenden Horizonte mit den «granitähnlichen Nestern» ein. Auch THEOBALD (1864) fielen diese Horizonte auf, und er erkannte das «Conglomerat vom Falknis» auch im Gafiental, am Gürgaletsch und am Stelli wieder. LORENZ (1901) gelang es, das Tithon-Alter dieser Breccien mit einer reichen Fauna aus verstürzten Blöcken der Falknis-Breccien nachzuweisen.

D. TRÜMPY (1916) beschrieb die Falknis-Breccien im Westrätikon sehr ausführlich. Er rechnete unsere Falknisbreccien-Formation zum oberen Teil des mittleren Malm, allerdings ohne Einbezug der obersten Falknis-Breccie mit dem «Riffkalk», aus dem LORENZ seine Fossilien sammelte.

CADISCH berichtete von verschiedenen Aufschlüssen von Falknis-Breccien aus Mittelbünden, so 1919 und 1921 von einer «einzelnen» Breccienbank am Stelli und 1923 und 1934 von den verschuppten Aufschlüssen im Gürgaletsch-Gebiet. STAUB & CADISCH (1921) erwähnten markante Falknis-Breccien aus dem Unterengadiner Fenster, und HÄFNER (1924) ging etwas genauer auf die Falknis-Breccien im Gafiental (St. Antönien) ein.

ALLEMANN (1957) schliesslich führte den Namen «Falknisbreccien-Serie» ein und definierte deren Unter- und Obergrenze. Funde von *Clypeina jurassica* gaben genauere Hinweise auf das Alter der Falknis-Breccien. Die Vielfalt makro- und mikroskopischer Beobachtungen in dieser Arbeit führte zu einem genaueren Bild über die Ablagerungsmechanismen der Breccien sowie über die Gestaltung des Liefergebietes.

2.7.3 Lithologie (vgl. Taf. II und Fig. 10)

2.7.3.1 Charakterisierung der Formation

Die Formation kann im Westrätikon unterteilt werden in einen unteren und einen oberen Teil (vgl. ALLEMANN 1957). Der *untere Teil* der Falknisbreccien-Formation ist charakterisiert durch dicht aufeinanderfolgende, polygene Breccienbänke von 3–10 m Mächtigkeit, die im oberen Abschnitt über grob- bis feinkörnige Kalksandsteine in eine mächtige Kalkschiefer-Abfolge übergehen. Dabei können diese Kalkschiefer (pelitisches Intervall *E* eines Breccienzyklus) den brecciösen Anteil in der Mächtigkeit weit übertreffen. Teils folgen Zyklen dieser Art direkt übereinander, teils sind geringmächtige, ebenfalls detritische Kalksandsteine, Kalk- und Mergelschiefer sowie pelagische, dichte Kalke zwischengelagert. Eine bis 20 m mächtige, amalgamierte Breccien-Bank bildet die Grenze zum *oberen Teil* der Falknisbreccien-Formation. Hier fehlen die typischen mächtigen Breccien des unteren Teils, dafür treten vermehrt mächtige Abfolgen von Kalkschiefern, von fein- bis grobkörnigen, gradierten Kalksandsteinen (1–2 m mächtig, oft mit diagenetischen Hornstein-Lagen) und v. a. von dichten, evtl. leicht kieseligen oder mergeligen Kalken mit Bankmächtigkeiten zwischen 20 und 70 cm auf. Die Gesteine weisen vielfach turbiditische Sedimentstrukturen auf, und die Abfolge nimmt den Charakter eines karbonatreichen Flysches an. Die wenigen 1–2½ m mächtigen feinbrecciösen Zyklen treten morphologisch kaum mehr in Erscheinung. Die Grenze zur darüberliegenden Jes-Formation bildet die letzte markante Falknisbreccien-Bank, die je nach Lokalität 8–15 m mächtig wird (vgl. Fig. 31).

Während diese Grenze im Westrätikon isochron ist, kann diesbezüglich im Osträtikon und in Mittelbünden nichts Genaueres gesagt werden, da die Aufschlüsse zu isoliert sind.

2.7.3.2 Detritische Ablagerungen

Makrofazies

Breccien. – Die Fein- bis Grobbreccien sind in der Verwitterung hell- bis schmutziggrau, im Bruch eher mittel- bis hellgrau. Die Breccien bilden die Basis eines Zyklus, der gegen oben in einen Kalksandstein und schliesslich in einen Kalkschiefer übergeht. Die Mächtigkeit der einzelnen Zyklen variiert zwischen 1½ und 15 m. An der Basis liegen in einer «Grundmasse», die z. T. aus Mikrit, z. T. aus ehemals halbverfestigtem, organogenem Material besteht, viele kopf- bis metergrosse Kristallin-Komponenten, die vorwiegend eckig und nur gelegentlich gerundet sind. Die Kristallin-Komponenten schwimmen meist ohne gegenseitige Berührungspunkte in der Grundmasse. Ihr Anteil am Volumen des Gesteins beträgt 30–40%. Einzelne Bänke sind amalgamiert; am deutlichsten zeigt sich dies in der obersten Breccienbank der unteren Falknis-breccien-Formation, wo im Tschingel-Profil zwei mächtige Breccien-Abfolgen eine wandbildende Bank mit einer Mächtigkeit von etwa 20 m bilden.

Im feinbrecciösen Bereich, wo vermehrt auch Dolomit-Trümmer festzustellen sind, ist die Grundmasse durch den relativ hohen Sparit-Anteil bedeutend heller, und es können Bruchstücke von Makrofossilien (z. B. schöne Nerineen) beobachtet werden. Die oberste Falknis-Breccie, Grenzniveau zur hangenden Jes-Formation, führt besonders viel auffälliges Plattform-Material («Riffkalk» von D. TRÜMPY).

Weitere charakteristische sedimentologische Merkmale sowie die Beschreibung der einzelnen Breccientypen sind im Kapitel 4, Sedimentologie, zu finden.

Kalksandsteine bis Kalkarenite. – Die Breccien gehen im oberen Teil in einen vorerst grobkörnigen Kalksandstein bis Kalkarenit über, wobei dieser Wechsel in den groben Zyklen immer mit einem mehr oder weniger deutlichen Korngrössensprung verbunden ist. Sehr oft kann im Feld eine leichte Laminierung des Grobsand-Bereiches festgestellt werden (vgl. Fig. 28). Die Kalksandsteine sind im Bruch mittel- bis dunkelgrau, haben vielfach einen spätigen Aspekt und führen groben, von blossen Auge erkennbaren, organogenen Detritus.

Kalksandsteine und Kalkarenite mit oder ohne brecciöse Basis weisen turbiditische Merkmale auf; sie sind gradiert und im Mittelsand-Bereich laminiert. In letzteren Lagen sind gelegentlich wenige cm-dicke, diagenetische Hornstein-Lagen zu erkennen.

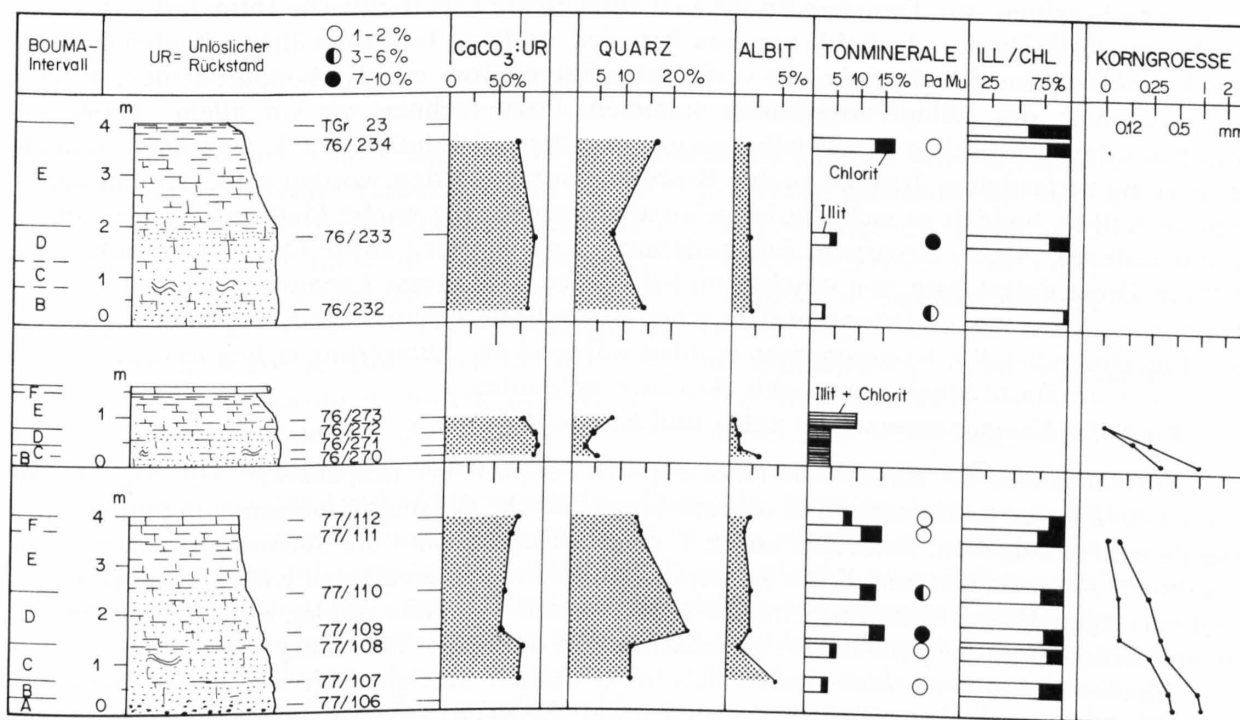
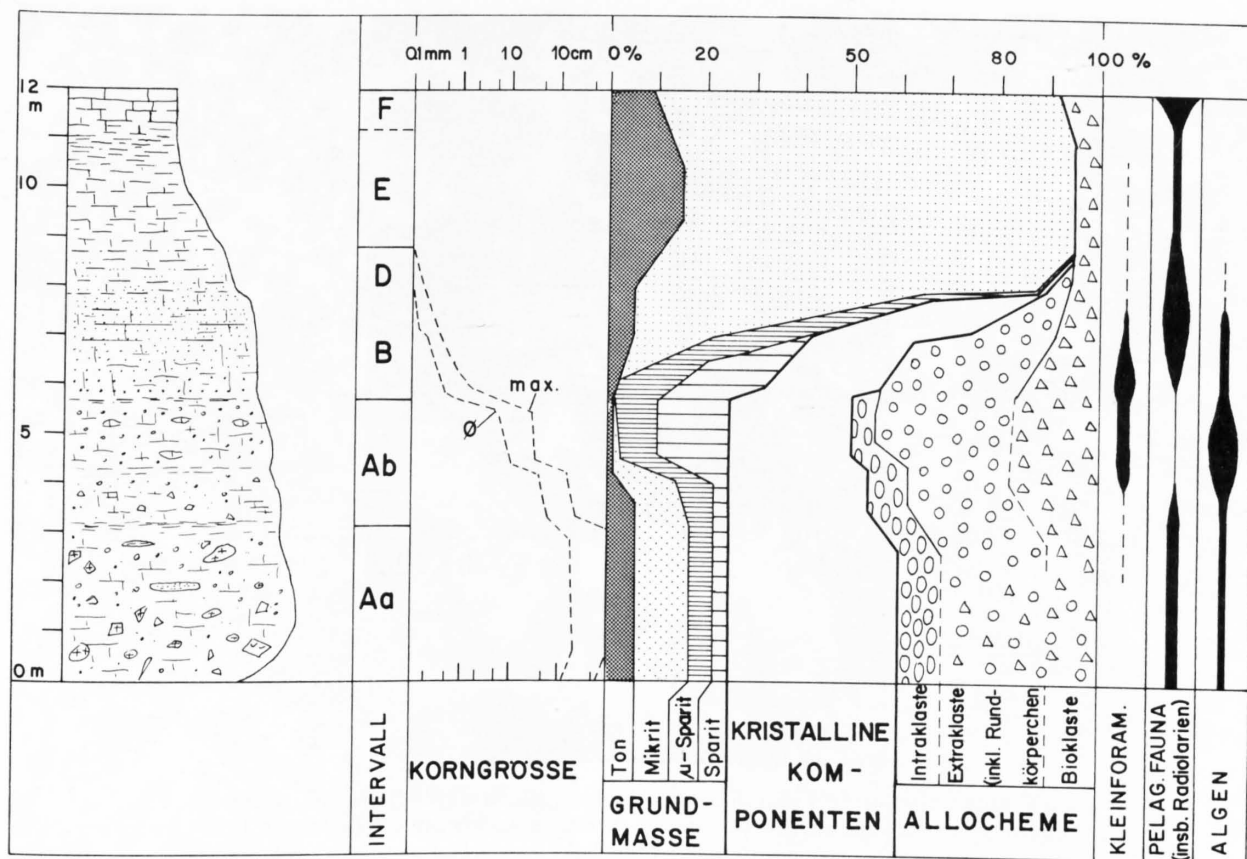
Kalk- und Mergelschiefer. – Die einzelnen brecciösen Zyklen gehen in ihrem obersten pelitischen Teil in mächtige, an der Basis noch feinsandige und oft leicht parallellaminierte Kalk- bis Kalkschiefer, schliesslich in Mergelschiefer und zuoberst entweder in einen Tonschiefer oder in pelagische, z. T. bioturbirte Kalke über. Mergelschiefer zeigen beim Aussetzen des feinstsandigen Detritus häufig eine unregelmässig lagige Textur, die von flaserig abgelagerter Tontrübe herrührt.

Mikrofazies

Zusammenfassende Beschreibung mit den gemeinsamen Merkmalen der Panier-, Sana-lada- und Falknisbreccien-Formation (vgl. Fig. 11 und 12):

Breccien (Intrasparudite, Intramikrudite, vgl. Fig. 13). – **Grundmasse:** Im grobbrecciösen Abschnitt besteht die Grundmasse aus dunklem, oft tonigem, eisenschüssigem Mikrit (mit einzelnen planktonischen Fossilien wie Globochaeten, Radiolarien, Filamente), der z. T. diagenetisch zu μ -Sparit rekristallisiert worden ist. Im feinbrecciösen Abschnitt ist ein sprunghafter Anstieg des Grundmassen-Anteiles zu beobachten. Die mikritische Matrix wird zudem grösstenteils durch Sparit-Zement ersetzt.

Allocheme: Als *Intraklaste* werden Resedimente eines schwach verfestigten bis festen Ton- und Karbonatgesteins betrachtet, das aus dem Ablagerungsraum stammt. Vor allem im unteren



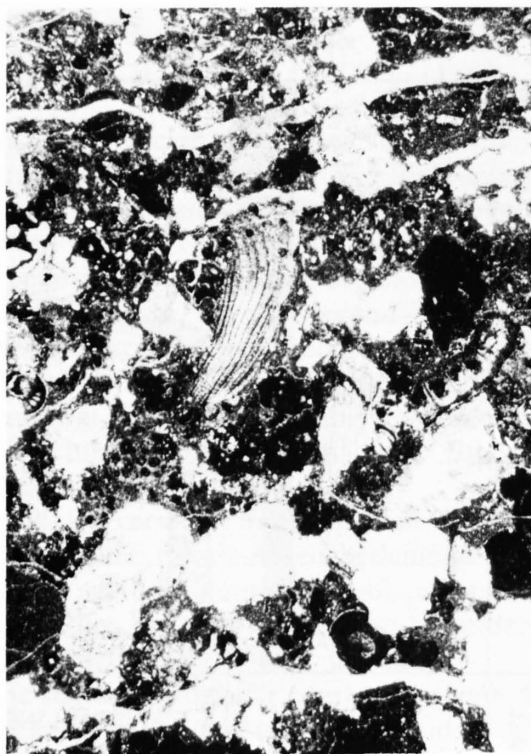


Fig. 13: Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge (A-Intervall): Mikritische pelagische Matrix mit pelagischen Intraklasten, Ooiden, Kristallin-Komponenten, Bioklasten (Mitte rechts *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD, Mitte links aussen *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK). Schliff 76/247.

Teil der Breccien treten viele, oft grosse, aufgearbeitete Mikrit-Komponenten, mit oder ohne pelagische Fossilien, auf. Daneben finden sich auch grosse kalkarenitische Intraklaste und aufgearbeitete Kalkschiefer, die beide von den Breccien erodierte Intervalle älterer Zyklen darstellen. *Extraklaste* sind Bruchstücke von verfestigten älteren Ton- und Karbonatgesteinen, welche von ausserhalb des Ablagerungsraumes stammen. Dazu rechnen wir vor allem «zoogene» Kalke aus dem neritischen Bereitstellungsraum, welche z. T. lithifiziert, z. T. aber auch in noch nicht völlig verfestigtem Zustand in den Breccien mittransportiert worden sind. Bei den «zoogenen» Kalken handelt es sich um Biopelsparite, welche eine reiche Plattform-Fauna führen (Foraminiferen, Algen, Bryozoen, Echinodermen, Korallen etc.) sowie Ooide, Onkolithe und Pelloide. Diese Extraklaste, von welchen im Feld bis zu 10 m grosse Exemplare beobachtet wurden, weisen – was v. a. im Dünnschliff zu sehen ist – sehr unregelmässige Komponentengrenzen auf. Einzelne Kristallin-Komponenten wurden während der Ablagerung richtig in die halbverfestigten Extraklaste hineingequetscht. *Bioklaste*: vgl. unten.

Kristallin-Komponenten: siehe unten und Kapitel 6.1.

Kalksandsteine bis Kalkarenite (Biopelsparit/Pelsparit bis Biopelmikrit, vgl. Fig. 14 und 15). – *Grundmasse*: Sparitischer und μ -sparitischer Zement *B*. Einige Bioklaste und Pelloide sind von Zement *A* umgeben. Zahlreich und z. T. sehr ausgeprägt sind die Silifizierungserscheinungen (bis zu 30%). Im Extremfall tritt im parallellaminierten Intervall eine vollständige Verkieesung ein (lagige Hornsteine). Im Feinsand-Bereich der Kalkarenite ist eine Zunahme des Mikrites und des μ -Sparites festzustellen; gleichzeitig fällt der Sparit fast völlig weg.

Allocheme: Als *Intraklaste* finden sich im Grobsand-Bereich noch vereinzelte Tongallen und Mikrit-Komponenten (mit pelagischer Fauna). *Extraklaste*: Die biogenen Kalke sind hier meist lithifizierte Komponenten in einer sparitischen Grundmasse. Die z. T. gute Rundung ist

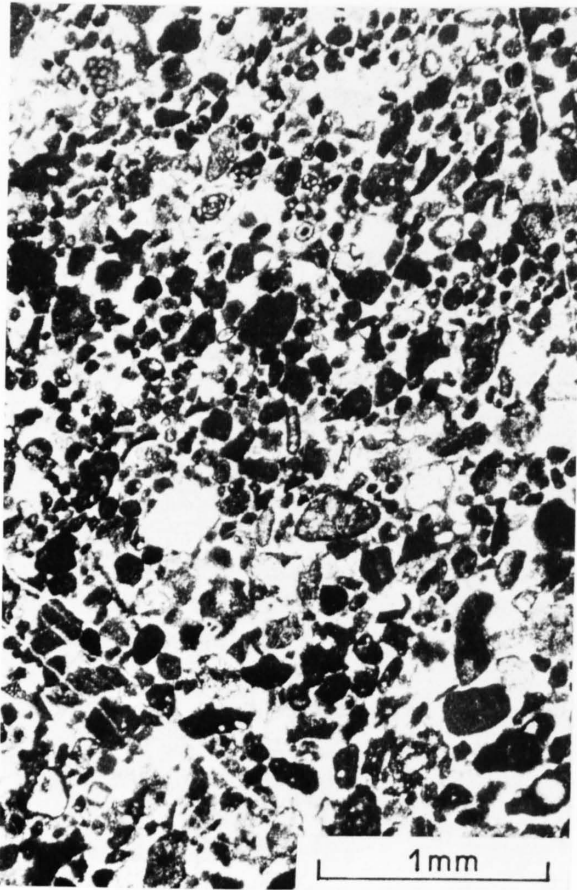


Fig. 14: Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge: Kalkarenitisches B-Intervall; Biopelsparit. Schliff 77/65.

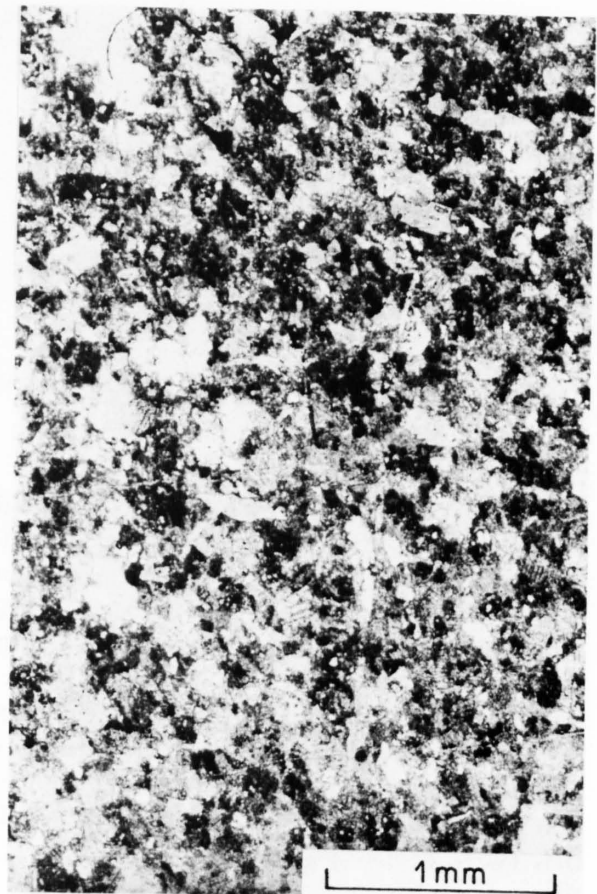


Fig. 15: Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge mit B/D-Intervall. Schliff 76/270.

einerseits auf Abrasion im neritischen Bereich, anderseits auf den semilithifizierten Zustand während des Transportes zurückzuführen (vgl. REMANE 1970). *Bioklasten*: vgl. unten. Im Feinsand-Bereich nehmen die Bioklasten, gleichzeitig mit dem Sparitgehalt, rasch ab. *Rundkörperchen* (Ooide, Pelloide): Im Grob- bis Feinsandstein-Bereich treten viele Ooide, Onkolithe sowie v. a. viele Pelloide auf. Es handelt sich dabei um völlig mikritisierte Bioklasten und um sehr kleine Intraklasten (vgl. FLÜGEL 1978). Die feinsandigen Kalkarenite sind besonders reich an Pelloiden und weisen dann grosse Ähnlichkeit mit der «structure grumeleuse» in den Malmkalken der Préalpes médianes plastiques auf (vgl. z. B. HOMEWOOD & WINKLER 1977).

Kristallin-Komponenten: Quarz tritt im Grobsand-Bereich zu 5–20% (max. 30%) auf, wobei ca. $\frac{1}{3}$ der Körner undulös auslöschen. *Feldspäte* treten im Grobsand-Bereich zu 10% (max. 15%) auf und sind vorwiegend fast völlig sericitisiert. Plagioklas herrscht dabei gegenüber Kalifeldspat vor. Bei den *Glimmermineralien* überwiegt Muskowit, oft geknickt oder am Rande ausgefranst. Biotite treten untergeordnet auf. Sie sind oft partiell oder vollständig in Chlorit umgewandelt. *Akzessorisch* treten Chlorit, Rutil, Zirkon, Apatit und einzelne Glaukonitkörner auf.

Fossilinhalt: Echinodermen (z. T. mit Stacheln), Crinoidenstengel, Algen (Blaugrün-Algen, Dasycladaceen), Bryozoen, Korallen, Hydrozoen, Muschel- und Gastropoden-Fragmente, Ostrakoden, Pflanzenhäcksels. Foraminiferen: Milioliden, Lituoliden (Valvulinidae, Verneuilinidae, Trochamminidae) und Lenticulinen. Speziell erwähnt seien:

Pseudocyclammina sp.
 ? *Everticyclammina* sp.
Rotalia sp.
Trocholina sp.
Nautiloculina oolithica MOHLER
Protopeneroplis striata WEYNSCHENK
Labyrinthina sp.
Conicospirillina basiliensis MOHLER
Ophthalmidium sp.
Mesoendothyra sp.
Nubecularia sp.
Valvulina gr. *lugeoni* SEPTFONTAINE
Kilianina sp.
Haurania amiji HENSON
 Ataxophragmiidae

Algen: *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD
Bacinella irregularis RADOIČIĆ
Solenopora sp.
Cayeuxia sp.
 ? «*Bankia striata*» CAROZZI
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI
Teutloporella socialis PRATURLON
Pseudoepimastopora jurassica ENDO
Macroporella sp.
 Diploporen

Zusätzlich ist der Serpulide *Mercierella dacica* DRAGASTAN zu erwähnen.

Kalk- und Mergelschiefer (Bio-Mikrit, vgl. Fig. 16 und 17). – Vom Intervall der feinsandigen Kalkarenite an nimmt der Anteil an Peloiden und Bioklasten gegen oben fortlaufend ab. Im unteren Teil des z. T. mehrere Meter mächtigen pelitischen Intervalles *E* sind noch kleinste Pelioide und mitgeschwemmte Radiolarien vorhanden. Im oberen Teil vermuten wir eine allmähliche Vermischung mit der pelagischen Sedimentation (Auftreten von Radiolarien, Cadosinen und Globochaeten).

Zuoberst geht die Abfolge entweder graduell in einen Tonschiefer über – die Tontrübe stellt die letzte und feinste Ablagerung dar – oder ebenfalls allmählich in einen z. T. bioturbaten Mikrit mit wieder reichhaltiger pelagischer Fauna, der vollständig den nachfolgend beschriebenen Kalken entspricht (= hemipelagisches Intervall *F*, vgl. ALLEMANN 1957 und VAN DER LINGEN 1969).

2.7.3.3 Pelagische Ablagerungen

Makrofazies. – Dichte Kalke ohne detritische Körner rechnen wir zu den pelagischen, autochthonen Ablagerungen. Diese Kalke sind 10 bis max. 40 cm mächtig und treten vor allem in der oberen Falknisbreccien-Formation häufig auf. Sie sind die Fazies-Äquivalente der dichten Kalke der Sanalada-Formation. Die Kalke enthalten im Unterschied zur Jes-Formation im Hangenden kaum Hornstein-Bildungen.

Mikrofazies. – Der reine, selten etwas tonige Mikrit enthält folgende Fossilien (max. 5% des Gesamtgesteins): Radiolarien, Filamente, Spongiennadeln, Spongienrhaxen, gelegentlich planktonische Foraminiferen sowie *Globochaete alpina* LOMBARD; *Saccocoma* sp.; *Cadosina carpathica* BORZA; *Cadosina lapidosa* VOGLER; *Cadosina* cf. *malmica* BORZA, häufig (unt. Tithon); *Cadosina pulla* BORZA, selten (unt. Tithon); *Cadosina borzai* NAGY, selten (unt. Tithon) (Leitwerte der Cadosinen nach BORZA 1969 und NAGY 1966); Protoglobigerinen. Coccolithen: *Watznaueria barnesae* (Bestimmung: K. Perch-Nielsen). *W. barnesae* stellt einen Durchläufer von mittlerem Jura bis in die obere Kreide dar.

2.7.4 Alter

Die Formation kann sicher teilweise ins Untertithon gestellt werden. Die *Untergrenze* ist jedoch nicht sicher festzulegen, da der Fossilinhalt keinen sicheren Hinweis auf das Alter gibt. Nach der Gesamtassoziation der Fauna zu schliessen, ist Kimmeridgien nicht auszuschliessen, doch sind keine der gefundenen Fossilien nur auf das Kimmeridgien beschränkt.

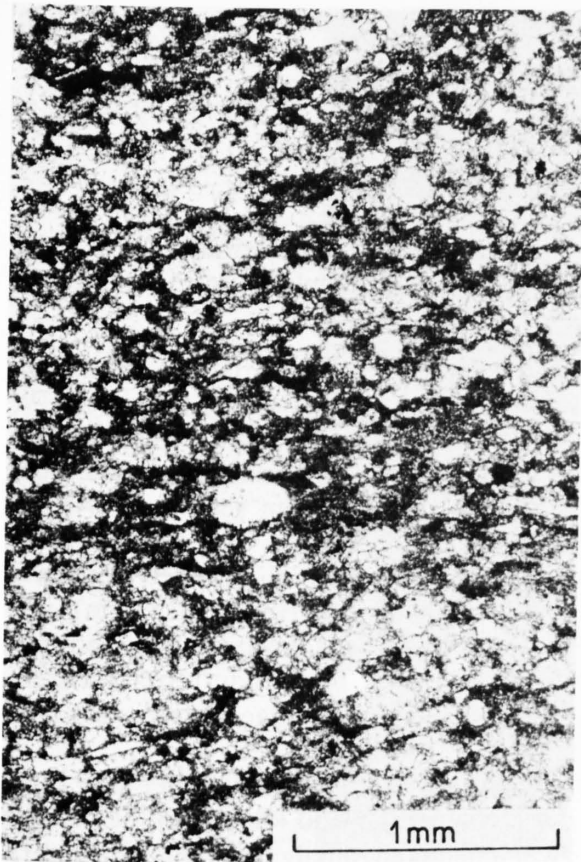


Fig. 16: Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge: DE-Intervall; Biomikrit mit Radiolarien. Schliff 77/108.

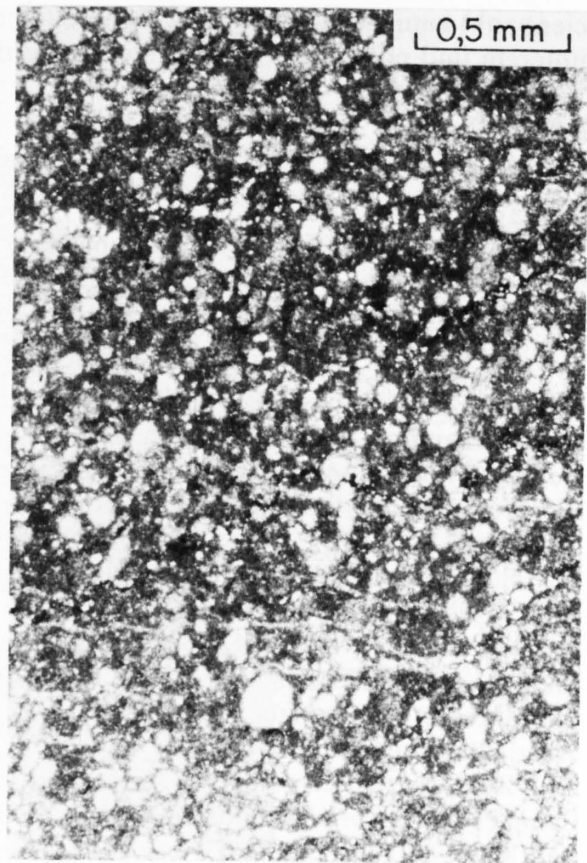


Fig. 17: Mikrofazies einer Falknisbreccien-Abfolge: Hemipelagisches Intervall F; Radiolarien führender Mikrit. Schliff 74/83.

ALLEMANN (1957) setzte die Untergrenze der Formation ins Untertithon, dies auf Grund des erstmaligen Auftretens von *Clypeina jurassica* in den ersten mächtigen Falknis-Breccien. Der Autor stützte sich dabei auf die Angaben von WEISS (1949) und dessen Untersuchungen im Malm der Préalpes médianes.

In den neueren Arbeiten über die Préalpes médianes wird nun das erste Auftreten von *Clypeina jurassica* bereits im Kimmeridgien erwähnt, so z. B. von VON DER WEID (1960), SPICHER (1965), ANDREY (1974) u. a. FENNINGER & HOETZL (1967) in den Nördlichen Kalkalpen, CRESCENTI (1969) im Apennin und GUILLAUME (1962) im französischen Jura erwähnen *Clypeina jurassica* ebenfalls erstmals im Kimmeridgien. Von allen Autoren wird die Fazies-Abhängigkeit der Clypeinen hervorgehoben.

In Analogie zu diesen Daten setzen wir die *Untergrenze* der Falknisbreccien-Formation ins ? obere Kimmeridgien.

Die *Obergrenze* der Falknisbreccien-Formation ist hingegen gut datiert. Sie ist gegeben durch das erstmalige Auftreten der Calpionellen *Crassicollaria brevis* und *Cr. intermedia* in den hellen Kalken der Jes-Formation, einige Meter (bis max. 25 m, je nach Lokalität) über der obersten Falknis-Breccie. Das erstmalige Auftreten ist gleichzusetzen mit dem Beginn des oberen Tithons (Zone A, *Crassicollaria*; nach ALLEMANN et al. 1971). Dies wird durch die Cadosinen-Fauna (vgl. S. 34) bestätigt.

LORENZ (1901) fand im Schutt der obersten Bank der Falknis-Breccie eine reiche neritische Makrofauna, die mit derjenigen von Štramberg verglichen werden kann. Štramberg wird nach DONZE & LE HÉGARAT (1972) ins obere Tithon gestellt. Die oberste Falknis-Breccie (Grenzbrec-

cienbank) kann auf Grund der Calpionellen und der Makrofossilien somit als Grenze zwischen unterem und oberem Tithon angesehen werden.

2.7.5 Mächtigkeit und Vorkommen

Westrätikon: Glegghorn-Schuppe total 230 m (unterer Teil der Formation 100 m), Falknis-Schuppe total 240 m (unterer Teil der Formation 110 m), Tschingel-Schuppe total 215 m (unterer Teil der Formation 90–100 m).

Osträtikon: Die mächtige Abfolge der Falknis-Decke des westlichen Rätikons wird östlich der Alp Fasons (unter der Schesaplana) zu einigen dünnen Linsen ausgewalzt (Beispiele: NW der Schesaplana-Hütte; unter dem «Kilchli»; vgl. CADISCH 1921, ARNI 1926 und GRUNER 1979). Bei den Aufschlüssen an der Wurmhalde südlich der Schesaplanawand handelt es sich nicht um Gesteine der Falknis-Decke (wie CADISCH 1921 glaubte), sondern um solche der Arosa-Zone (vgl. S. 107).

Südlich von St. Antönien ist die Falknisbreccien-Formation z. B. im hinteren *Gafiental* prachtvoll aufgeschlossen: Talegg (ca. 20 m primäre Mächtigkeit) und Hochstelli (35 m), vgl. Tafel II und HÄFNER (1924). Die Breccien liegen hier unmittelbar über schwarzen Schiefern mit kleinen, rostigen Sandsteinbänken, die möglicherweise die Panier-Formation repräsentieren. Sie führen etwas weniger Kristallin-Komponenten als z. B. in den Schüttungen im Westrätikon. Amalgamierung ist häufig.

Zwei kleine, vermutlich tektonisch etwas reduzierte Aufschlüsse sind direkt über dem Prättigau-Flysch am *Alpbach* unterhalb Albeina und an der kleinen Felswand «Soppen», beide NW von Klosters, zu finden. Die Formation besteht aus zwei mächtigen, amalgamierten, leider stark versinterten Breccienbänken von zusammen ca. 15 m Mächtigkeit.

Mittelbünden: Nach tektonisch bedingtem, völligem Auskeilen schwillt im Gebiet der Davoser Weissfluh die Falknis-Decke zu «normaler» Mächtigkeit an. Die Schichtreihe unter der Wand des *Stelli* ist prächtig aufgeschlossen (vgl. Fig. 18), wobei allerdings die starke Versinterung viele sedimentologische Details unkenntlich gemacht hat. Insgesamt konnten drei dicht nebeneinander liegende Profile (vgl. Taf. II) aufgenommen werden (45–60 m mächtig). In allen Profilen sind mehrere Meter mächtige, meist amalgamierte Breccienzyklen zu erkennen. Die maximale Grösse der häufig gerundeten Komponenten beträgt 180 cm.

Die südlichsten Aufschlüsse der Falknisbreccien-Formation finden wir am *Gürgaletsch* (vgl. Fig. 19), wo wir an der Täliflue (Chlin Gürgaletsch), am Gürgaletsch und am Malakoff Profile aufnahmen (vgl. Taf. II). Die Mächtigkeit der Formation beträgt hier, je nach Tektonik, zwischen 50 und 100 m. Da von dieser Region lediglich kurze Notizen von CADISCH (1923, 1934) sowie die geologische Karte Blatt Arosa (CADISCH 1922) zur Verfügung stehen, müssen wir zur Klärung der strukturellen Verhältnisse (bzw. der Abwicklung der Falknis-Decke) etwas näher auf die Tektonik dieser Aufschlüsse eingehen:

2.7.6 Bemerkungen zur Tektonik der Falknis-Decke im Gürgaletsch-Gebiet

Infolge verschiedener tektonischer Bewegungsphasen sind die Verhältnisse im Gürgaletsch-Gebiet ziemlich kompliziert: Es liegen zwei verkehrtliegende Schuppen vor: im Norden die Gürgaletsch-Schuppe und im Süden die Malakoff-Schuppe. Die beiden Schuppen sind intensiv verfaltet, wobei die gegen Süd stinnenden Falten mit ihrem Malmkern im Norden und den Kreidehüllen im Süden bei der Abwicklung eine verkehrtliegende Abfolge ergeben. Eine mögliche Interpretation dieser in der Literatur immer wieder kurz erwähnten «Rückfaltungser-



Fig. 18: Falknisbreccien-Formation am Profil Stelli I (Mittelbünden).

scheinungen» ist die folgende: Nach einer ersten Faltungsphase folgten in einer zweiten Phase Verschuppungen, wobei die südliche, normalliegende Malakoff-Schuppe auf die nördlichere Gürgaletsch-Schuppe geschoben wurde. Die dritte Phase kommt dann einer «Rollung» gleich, bei der die Schuppen auf den Rücken gekehrt wurden: Die Malakoff-Schuppe kam durch einen (schnelleren ?) nordwärts gerichteten Transport im Untergrund unter die nördlicheren Aufschlüsse zu liegen, welche einen langsameren und daher scheinbar südgerichteten Transport im Hangenden erlitten. Dieser Faltenbau wurde in einer letzten Phase schliesslich von einer E–W gerichteten Faltung erfasst, welche sich morphologisch in drei N–S gerichteten kleinen Tälern ausdrückt, die quer zum Streichen der Decken verlaufen. Die in den beiden Schuppen am weitesten auseinanderliegenden Falknisbreccien-Aufschlüsse – nördlich des Gürgaletsch und ca. 1 km südlich des Malakoff – kämen nach obiger Interpretation ursprünglich direkt nebeneinander zu liegen (vgl. Fig. 20).

Infolge der komplizierten tektonischen Verhältnisse sind die Profile oft nur schlecht verfolgbar und unvollständig. Die besten Profile finden sich in der Nordwand der Tälliflue (Chlin Gürgaletsch) sowie beim Eingang zum Tälli zwischen den beiden Gürgaletsch-Gipfeln (vgl. Taf. II). In der Regel ist eine relativ dichte Folge von groben Breccien zu erkennen, doch schalten sich dabei immer wieder schwarze oder grüne Schiefer, Kalksandsteine und Kalke dazwischen. Infolge der starken Metamorphose (vgl. S. 85) sind sämtliche Gesteine stark rekristallisiert und verschiefert.

2.8 Jes-Formation

2.8.1 Definition der Formation

Synonyma: «Tithon» (D. TRÜMPY 1916); «Calpionellenkalk-Serie» (ALLEMANN 1957).

Name: Die Formation wird nach der Alp Ijes (1942 m) benannt, die sich südlich des Naafkopfs (Westrätikon, Grenze Österreich/Schweiz/Liechtenstein) befindet. Da der Name «Ijes» schwierig zu schreiben und auszusprechen ist, wird die alte Schreibweise «Jes» verwendet.

Typus-Profil: Das Typus-Profil liegt gerade südlich der Alp Ijes, neben dem Wasserfall des Ijesbaches, in der Falknis-Schuppe (Koord.: 765.200/212.850/1810 m bis 765.200/212.900/1900 m, vgl. Fig. 21).

Referenz-Profil: Ein schönes Profil befindet sich in der Glegghorn-Schuppe SW der Falknis, in den Wänden, die als «Falknistürme» bezeichnet werden. Koord.: 761.000/212.380/ca. 1900 m (Basis).

Mächtigkeit: 120–150 m im Westrätikon, ca. 40–45 m im Osträtikon und 60–100 m in Mittelbünden.

Lithologie: vgl. Beschreibung unten.

Grenzen: Die *Untergrenze* der Formation wird direkt über der letzten mächtigen Falknisbreccien-Bank gezogen. Das *Dach* der Jes-Formation ist durch einen kontinuierlichen, ca. 10 m mächtigen Übergangsbereich in die Neokomflysch-Serie gekennzeichnet, welche mit einer Folge von mehreren «Grenzbreccien» sowie mit einer typischen, tonreichen Flysch-Fazies beginnt.

Alter: Oberes Tithon bis unterstes Berriasien.

Verbreitung: Die Jes-Formation ist in allen grösseren Aufschlüssen der Falknis-Decke gut abtrennbar und überall in ähnlicher Lithologie verbreitet.

2.8.2 Historisches und Allgemeines

Die hellen Kalke des obersten Malms mit den charakteristischen Hornstein-Knollen sind bereits THEOBALD (1864) und STEINMANN (1897) aufgefallen. LORENZ (1901) beschrieb erstmals die Gattung *Calpionella*, die er in einer Feinbreccie inmitten der hellen Malmkalke fand. Bei D. TRÜMPY (1916) sind weitere lithologische Einzelheiten nachzulesen. ALLEMANN (1957) fasste schliesslich die ganze Abfolge der hellen Kalke mit der Bezeichnung «Calpionellenkalk-Serie» zusammen.

2.8.3 Lithologie (vgl. Fig. 21)

2.8.3.1 Charakterisierung der Formation

Die Jes-Formation wird charakterisiert durch eine Folge von dichten, dünnbankigen, Hornstein führenden Kalken, die im Bruch hellgrau bis blaugrau sind und häufig gelblich-grau verwittern. Dazwischengelagert sind dünne Tonschiefer-Lagen und hin und wieder spätige Kalksandsteine (bis Kalkarenite) und Feinbreccien. Die Bankmächtigkeit der Kalke beträgt im Westrätikon an der Basis der Formation 5–70 cm, meist jedoch 10–30 cm. Die Mächtigkeit der Breccienbänke beträgt dagegen meist 50–100 cm. Die Jes-Formation beginnt im Typus-Profil über der mächtigen Falknisbreccien-Bank mit einer Wechsellagerung von relativ dunklen Kalken mit dunklen, groben und spätigen Kalksandsteinen (bis Kalkareniten) und Feinbreccien. Etwa 20–30 m über der Basis setzen die typischen hellen, Calpionellen führenden Kalke ein. Im obersten Teil der Formation wird die Bankung der hellen Kalke zunehmend feiner, und es beginnen sich vermehrt geringmächtige Feinbreccien einzuschalten.

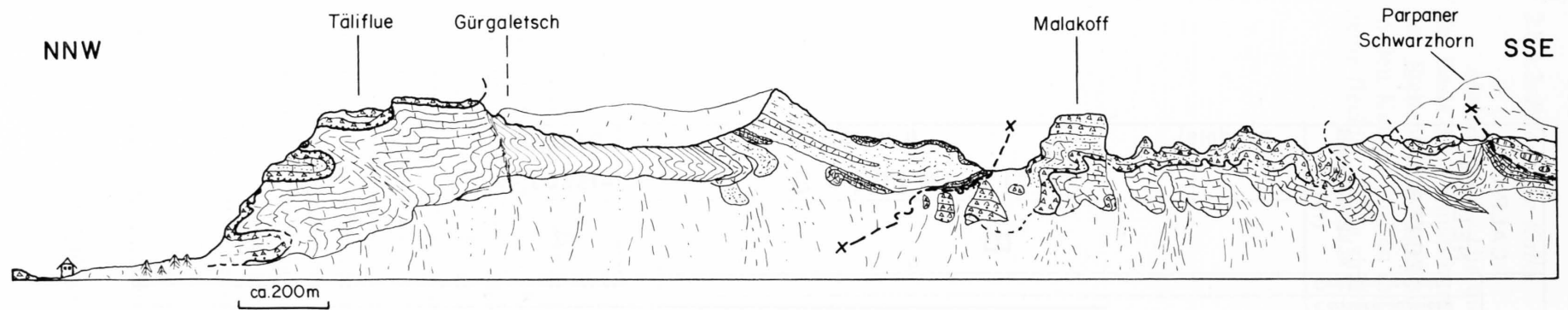


Fig. 19: Ansichtsskizze der Gebirgskette Gürgaletsch-Malakoff von Westen.

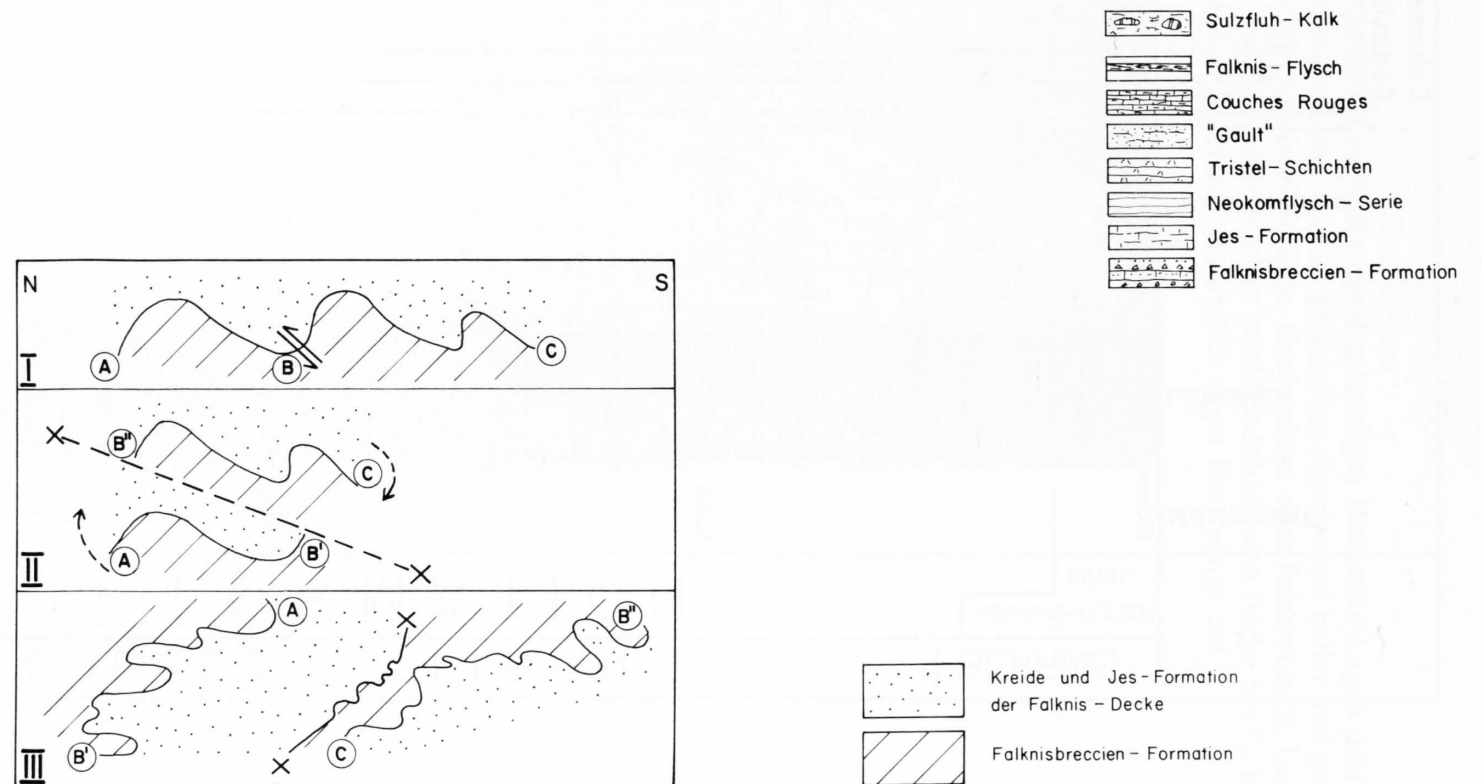


Fig. 20: Tektonische Phasen der Rückfaltungen im Gebiet Gürgaletsch-Malakoff. Erklärung im Text.

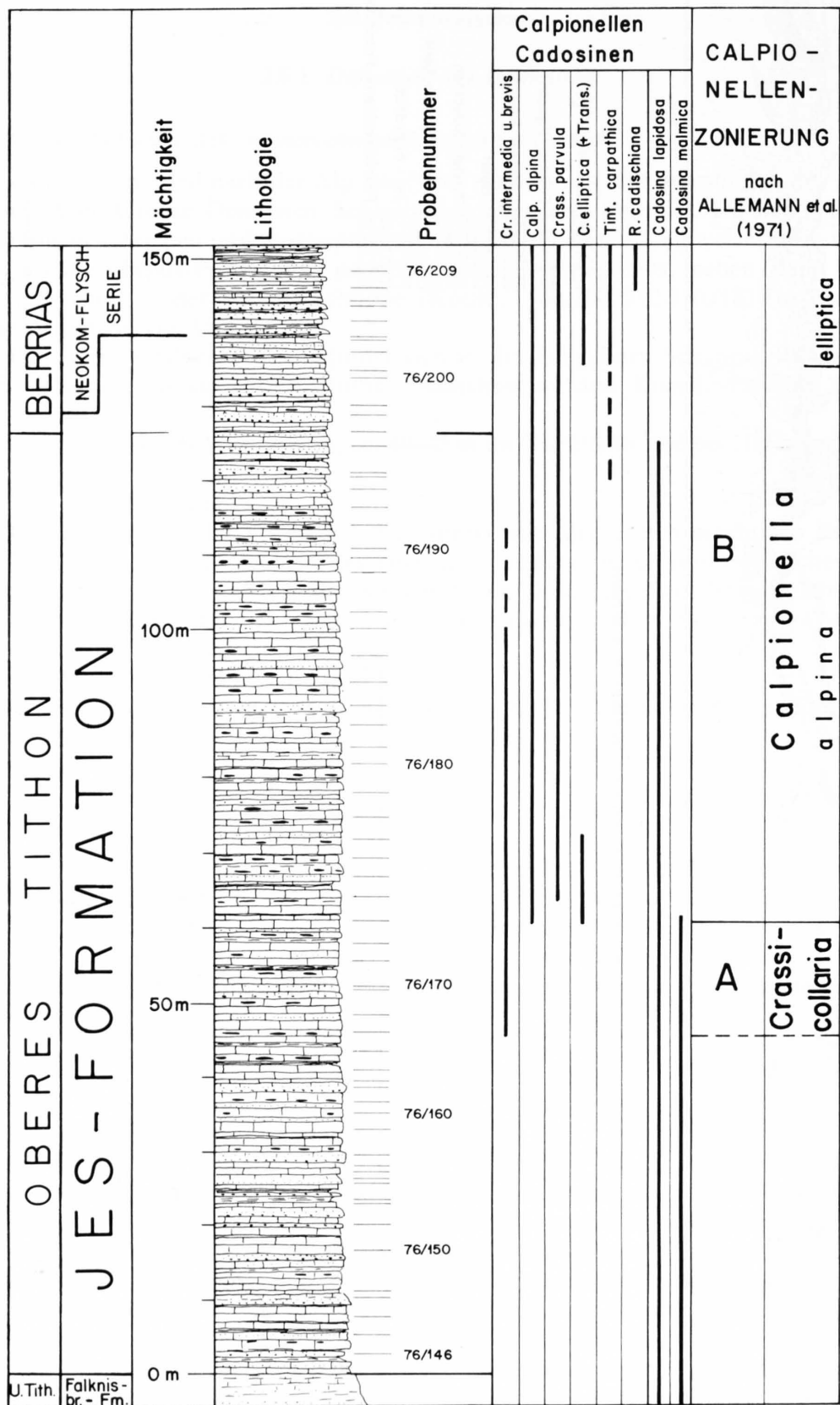


Fig. 21: Stratigraphisches Profil der Jes-Formation an der Typus-Lokalität
(Profil Jes, Westrätikon).

2.8.3.2 Pelagische Kalke

Makrofazies. – Die dichten pelagischen Kalke mit den häufigen Hornstein-Lagen sind an der Basis der Formation noch mittelgrau und werden gegen oben zunehmend heller und glasier. Stellenweise zeigen sie helle Flecken oder Streifen. Grobspätige oder feinbrecciöse Lagen in den Kalken dürften teilweise auf Bodenströmungen zurückzuführen sein (siehe S.62). Einzelne fleckige Kalke sind bioturbat und weisen gelegentlich sogar Frassgänge auf.

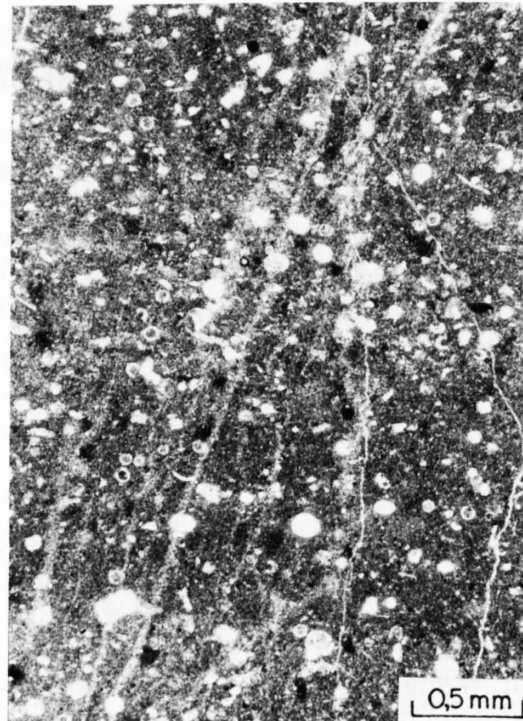


Fig. 22: Mikrofazies eines pelagischen Kalkes (mit Calpionellen) aus der Jes-Formation. Schliff 77/14.

Mikrofazies (vgl. Fig. 22). – In einem Mikrit bis Biomikrit sind häufig SiO_2 - und Albit-Neubildungen zu erkennen. Radiolarien und weitere planktonische Faunenelemente können bei Anhäufung zu der makroskopisch beobachteten Streifung führen, welche ihrerseits als Vorstadium der häufigen Hornstein-Bildungen zu betrachten ist (Genese vgl. Kapitel 8.3.4).

Fossilinhalt: *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *Crassicollaria parvula* REMANE, *Calpionella elliptica* CADISCH (mit Transition zu *C. alpina*), *Tintinnopsisella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU) (Bestimmungen: F. Allemann). Daneben: Filamente, Radiolarien, *Globochaete alpina* LOMBARD und nur an der Basis der Formation *Saccocoma* sp. Coccolithen: *Watznaueria barnesae* (Bestimmungen: K. Perch-Nielsen); Cadosinen: *Cadosina lapidosa* VOGLER (häufig), ? *Cadosina sublapidosa* VOGLER, *Cadosina* cf. *malmica* BORZA, *Cadosina carpathica* BORZA, *Cadosina pulla* BORZA, *Cadosina fusca* WANNER, *Stomiosphaera moluccana* WANNER. Vertikale Verteilung der Calpionellen und Cadosinen vgl. Figur 21.

2.8.3.3 Detritische Ablagerungen

Sie entsprechen im grossen ganzen denjenigen der Falknisbreccien-Formation, so dass an dieser Stelle nur die wesentlichen Unterschiede hervorgehoben werden.

Makrofazies. – Im mittleren und oberen Teil der Formation fallen einige feine Dolomitbreccien auf, die im Bruch von heller Farbe sind. Sie sind leicht gradiert, weisen häufig Sedi-
mentstrukturen auf (Laminationen) und gehen gegen oben in einen hellen, dichten, bioturbaten Kalk über. Maximale Korngrösse: selten mehr als einige Zentimeter.

Mikrofazies. – Hervorzuheben sind in groben Breccien die z. T. gut gerundeten Intraklaste, die Calpionellen führen und die immer das gleiche Alter wie der unterlagernde Mikrit aufweisen (nach REMANE 1970 kann bereits nach kurzem Transportweg eine gute Rundung von halbverfestigten Komponenten zustande kommen).

In einer der Dolomitbreccien mit 10–20% Dolomitkomponenten, unterhalb des Schwarzhornes westlich der Falknis, fand LORENZ (1901) in mikritischen Komponenten die ersten Calpionellen.

Die gelegentlich in den dichten Kalken eingeschalteten feindetritischen Bänke führen in einem sparitischen Zement neben pelagischen Intraklasten viele planktonische Fossilien sowie Quarzkörner.

Bioklaste: In Ergänzung zu der auf Seite 34 beschriebenen Fauna erwähnen wir: *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Trocholina* sp., *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ, *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD, *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, ? *Protopenneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER. Die Calpionellen-Fauna in den Intraklasten deckt sich mit den auf Seite 41 beschriebenen Formen.

2.8.4 Alter

Auf Grund der Calpionellen-Fauna stellen wir die Basis der Jes-Formation in das Ober-tithon, wobei allerdings in den mächtigen Profilen die ersten Calpionellen erst mehrere Meter über der Basis auftreten. Die Obergrenze der Formation muss auf Grund der in den obersten Kalken und Breccien erstmals auftretenden Übergangsform von *C. alpina* zu *C. elliptica* ins untere Berriasien gelegt werden. Wenige Meter über unserer Formationsgrenze fanden wir die ersten *Remaniella cadischiana*, die in der Calpionellen-Zonierung von ALLEMANN et al. (1975) allerdings bereits in der Jacobi-Zone (ob. Tithon) auftritt.

Calpionellen erscheinen in den Profilen des Westrätikons und am Stelli erstmals ca. 20 m über der Formationsgrenze, während sie im Gafiental und am Alpbach direkt über dieser Grenze festzustellen waren. Wir vermuten, dass dies auf fazielle Unterschiede (Tiefe der Ablagerung, Richtung der Beckenachse) zurückzuführen ist.

Das Vorkommen einer (transportierten) vermutlichen *Protopenneroplis trochangulata* (bestimmt durch Dr. M. Septfontaine) gerade im Grenzbereich zwischen Jes-Formation und Neokomflysch-Serie würde nach dem genannten Autor (SEPTFONTAINE 1974) im mediterranen Bereich unteres Berriasien angeben.

2.8.5 Mächtigkeit und Vorkommen

Westrätikon: Glegghorn-Schuppe 150 m, Falknis-Schuppe 140 m und Tschingel-Schuppe 120 m.

Osträtikon: Die Jes-Formation tritt im ganzen Osträtikon in einer Mächtigkeit von 40–45 m auf. Tektonische Komplikationen der Falknis-Decke führen oft zu geringeren Mächtigkeiten wie z. B. im Gafiental, wo die Formation ebenfalls um die 40 m mächtig sein dürfte.

Breccien sind im Osträtikon seltener. Konstant tritt eine ca. 2 m mächtige Bank, mit Komponenten bis zu 15 cm, im oberen Teil der Formation auf. Die Breccie kann auch im hintersten Fondei, beim Seehorn, wieder gefunden werden.

Mittelbünden: Die Jes-Formation weist im Stelli-Profil eine Mächtigkeit von ca. 60 m, im Gürgaletsch-Gebiet eine solche von ca. 100 m auf. Feinbreccien und grobe Kalkarenite sind hier seltener als im Westrätikon, während die feinsandigen Kalke mit laminierten Lagen häufiger sind. Im Stelli-Profil konnte F. Allemann nur eine sehr magere Calpionellen-Fauna bestimmen (*C. alpina*, *Cr. intermedia*) während im Gürgaletsch-Gebiet infolge starker Rekristallisation trotz intensiver Suche keine Calpionellen gefunden werden konnten.

3. Bemerkungen zur Stratigraphie der Tasna-Decke

3.1 Historisches und Allgemeines

Im Jahre 1904 deutete TERMIER das Gebiet der «Unterengadiner Schiefer» erstmals als Fenster in der ostalpinen Deckenmasse. STAUB & CADISCH (1921) klärten die stratigraphischen Verhältnisse am SW-Rand dieses 55 km langen und bis 17 km breiten Fensters ab, wobei sie die «Zone von Ardez» in verschiedene Schuppen unterteilten, die mit der Sulzfluh- und Falknis-Decke parallelisiert wurden. 1932 veröffentlichte CADISCH die Schichtreihe der «Serie von Ardez» im Unterengadiner Fenster. CADISCH et al. (1941) fassten diese dann zu einer tektonischen Einheit – der Tasna-Decke – zusammen, zu der sie die «Serie von Ardez» und auch eine höhere Abspaltung, die *Crap-Putèr-Schuppe*, zählten. In der «Serie von Ardez» wiesen dabei vor allem die kretazischen Schichtglieder, in der Crap-Putèr-Schuppe die Falknis-Breccien gute Übereinstimmung mit den Schichtgliedern der Falknis-Decke auf.

Weitere Mitteilungen über die Tasna-Decke finden sich bei BOESCH et al. (1953) und bei CADISCH et al. (1968). Eine übersichtliche Zusammenstellung über ihre Schichtabfolgen mitsamt der kristallinen Basis befindet sich bei TRÜMPY (1972). Im nördlichen, tirolischen Abschnitt des Fensters werden Teile einer grossen Schuppe, die Prutzer Serie von MEDWENITSCH 1962, mit der Tasna-Decke gleichgesetzt. Nach THUM (1969) soll sie aber auch weitgehende Analogien mit dem «Tasna-Flysch» (= ? Arosa-Zone von TRÜMPY 1972) aufweisen.

Für die vorliegende Arbeit wurden insbesondere die Jura-Sedimente der Tasna-Decke untersucht. Dabei gehen wir u. a. auch auf die bedeutenden faziellen Unterschiede zwischen der «Serie von Ardez» (nördlich des Inn) und der Schichtreihe der Crap-Putèr-Schuppe (südlich des Inn) ein.

Eine Beschreibung des Tasna-Kristallins erfolgt im Kapitel 7.4 dieser Arbeit. Ausführliche Zusammenstellungen über die Gesteine der Trias (Dolomit, Gips, Anhydrit, bunte Schiefer und Quarzite) sind in den diversen Erläuterungen zur geologischen Karte von CADISCH et al. (1963) und bei TRÜMPY (1972) zu finden. In diesen Arbeiten sind auch die kretazischen Schichtreihen der Tasna-Decke beschrieben.

3.2 Lias («Serie von Ardez»)

Der Lias der Tasna-Decke ist nach dem Schloss Steinsberg bei Ardez von THEOBALD (1864) als «Steinsberger Lias» in die Literatur eingeführt worden. Er enthält vor allem hellgraue und bunte (meist rote oder grüne), grobspätige Echinodermen-Spatkalke. Das Gestein ist z. T. brecciös und führt, wie z. B. am Schlosshügel selbst, viele Belemniten. Steinsberger Lias in brecciöser Ausbildung finden wir zudem oberhalb des Ardezer Bahnhofes, bei Craista Bischöf (ca. 1 km nördlich Ardez) sowie am Profil Muot da l'Hom (vgl. S. 47). Dort finden wir direkt über triadischem Dolomit grobe, grünliche Kristallin-Breccien mit über 20 cm grossen Geröllen von Dolomit, graugrünem Kalk (Rhät ?), grünen Graniten, Quarziten, Sericitschiefern und -gneisen.

Sie bilden nach den Dünnschliff-Untersuchungen die Hauptkomponenten, welche von einer stark umgewandelten «Grundmasse» von grünlichen Schiefern und neugebildetem SiO₂ umgeben sind.

Auf Craista Bischöf (Koord. 811.450/184.850) folgt im Hangenden des Steinsberger Lias eine über 20 m mächtige Abfolge von gut gebankten, hellgrau verwitterten, im Bruch dunkelgrauen, z. T. spätigen Kalken, die nach CADISCH et al. (1941) ebenfalls noch zum Lias zu rechnen sind. Sie weisen gute Übereinstimmung mit analogen Lias-Kalken im Unterostalpin (Agnelli-Formation von FINGER 1978) und in der Gelbhorn-Decke (STREIFF et al. 1976) auf.

3.3 «Lias–Dogger» («Serie von Ardez»)

Im Profil Muot da l'Hom und am Strässchen an der Innbrücke unterhalb Ardez befindet sich – zwischen liegendem Tasna-Kristallin, lokal Trias und Lias und hangendem «Aptychenkalk» – eine 20–50 m mächtige, stark tektonisierte Zone von flyschartigen, dunkelbraunen bis schwarzen, selten grünlichen Tonschiefern und dünnen Sandsteinbänken (mit BOUMA-Sequenzen). Diese besitzen einerseits eine grosse Ähnlichkeit mit Sandsteinen und Schiefern der Panier-Formation in der Falknis-Decke, anderseits mit Dogger-Sandsteinen der Gelbhorn-Decke, der Arosa-Zone und der Zone von Samaden. Aus stratigraphischen Gründen sowie wegen der oben erwähnten Analogien ordnen wir diese flyschartige Abfolge altersmässig in den «Lias–Dogger» ein.

3.4 Falknisbreccien-Formation (Crap-Putèr-Schuppe)

Unsere Aufnahmen in der Tasna-Decke zeigen, dass die Malm-Abfolge den Gesteinen der Falknis-Decke zum grossen Teil entsprechen, so dass im Unterengadin ebenfalls von einer Falknisbreccien- bzw. Jes-Formation gesprochen werden kann.

3.4.1 Lithologie (vgl. Taf. II)

Das einzige mehr oder weniger vollständige Profil der Falknisbreccien-Formation liegt am Crap Putèr über schwarzen Schiefern, die eventuell dem «Lias–Dogger» angehören. Der untere Teil ist charakterisiert durch eine dichte Folge von mächtigen Breccienzyklen, die nur selten und undeutlich von zurückwitternden Kalkschiefern oder Kalkarenit-Lagen unterbrochen werden. Im oberen Teil sind die Breccienbänke etwas weniger mächtig, und es zeigen sich vermehrt Zwischenlagerungen von Kalken, Kalkschiefern und dünnbankigen Kalksandsteinen und Kalkareniten (z. T. mit Hornstein), von dunklen Tonschiefern sowie – was aufschlussreich ist – von einzelnen weinroten, selten grünlichen Tonschiefern, die wir als mögliche Radiolarit-Äquivalente interpretieren. Den Abschluss der Formation bildet eine ca. 5 m mächtige Grenzbreccie.

Makrofazies. – Die *Breccien* des unteren Teils der Formation entsprechen etwa dem Breccientypus II der Falknis-Breccien im Westrätikon (vgl. Kap. 4.2.1). Sie sind kaum gradiert und weisen in den mächtigen Abfolgen nur wenige Kristallin-Komponenten von geringer Grösse auf. Es konnten keine Sedimentstrukturen erkannt werden. Der Anteil an mitgeführtem pelitischem Kalkmaterial ist klein. Die Breccien führen aber ausgesprochen viel pelagisches Intraklast-Material. Das Spektrum der Kristallin-Komponenten entspricht etwa demjenigen der Falknis-Breccien im Westrätikon (vgl. Kap. 6.1). Abweichend zur Falknis-Decke treten in den Breccien der Tasna-Decke rote Tonschiefer-Intraklaste auf, während grosse Komponenten von semilithifizierten Plattformkalken weitgehend fehlen.

Die *feindetritischen* und *pelagischen* Ablagerungen unterscheiden sich von den analogen Sedimenten des Rätikons nur durch – durch Metamorphose bewirkte – partielle Rekristallisation.

Mikrofazies. – Die Mikrofazien aller Ablagerungen entsprechen im wesentlichen denjenigen der Gesteine der Falknisbreccien-Formation im Westrätikon. Allerdings ist in allen Dünnschliffen die starke metamorphe Beanspruchung gut erkennbar.

3.4.2 Alter

Eine Datierung kann nur in Analogie mit den Resultaten der Falknis-Decke vorgenommen werden: ? oberes Kimmeridgien bis unteres Tithon. Der von CADISCH et al. (1941) erwähnte Fund einer *Calpionella* cf. *elliptica* bei Asüras stammt kaum aus einer Falknis-Breccie, sondern – nach den dortigen Aufschlussverhältnissen zu schliessen – aus einer Feinbreccie, die bereits zur Jes-Formation gehört.

3.4.3 Mächtigkeit und Vorkommen

Die Mächtigkeit der Falknisbreccien-Formation beträgt am Profil des *Crap Putèr* ca. 100 m. Weitere Aufschlüsse der Formation befinden sich unterhalb *Mottana* und bei *Mottajüda* (SE von Ardez), wo die Profile aber unvollständig sind. In der *Clemgia-Schlucht* finden wir über einer 1–2 m mächtigen Linse von mylonitisiertem Tasna-Kristallin eine 10–20 m mächtige Abfolge einer stark tektonisierten Falknis-Breccie.

Von den bei STAUB & CADISCH (1921) und CADISCH et al. (1941) beschriebenen kleinen Aufschlüssen von Falknis-Breccien im *Val Tasna* (bei Plans Grischans, auf der Westseite des Tales) sind nur noch kärgliche Reste des südlicheren Aufschlusses in Form einer dunklen, rekristallisierten Breccie zu finden.

F. Allemann, R. Oberhauser und B. Schwizer (persönl. Mitt.) fanden vor kurzem auf der Alp Trida im NW-Teil des Unterengadiner Fensters (Koord. ca. 823.450/208.100) eine etwa 10 m mächtige Abfolge von typischen Falknis-Breccien. Diese Tatsache könnte auf die diskutierte Parallelisation von Tasna Decke und Prutzer Serie hinweisen.

3.5 Jes-Formation (Crap-Putèr-Schuppe)

3.5.1 Allgemeines

Die hellen, dichten «Malmkalke» oder «Jurakalke» von CADISCH, die er mit den Sulzfluh-Kalken vergleicht, sind zweifelsohne Äquivalente der Kalke der Jes-Formation aus dem Rätikon. Die besten Aufschlüsse sind wiederum auf das Gebiet südlich des Inn beschränkt, wo die Formation am Crap Putèr ein schönes Profil zeigt.

3.5.2 Lithologie

Die Jes-Formation unterscheidet sich lithologisch nur unwesentlich von den entsprechenden Gesteinen in der Falknis-Decke. Die dichten Kalke werden im oberen Teil der Formation sehr hell, z. T. sogar grünlich oder glasig und weisen dann eine grosse Ähnlichkeit mit den «Aptychenkalken» z. B. unterhalb Ardez auf (siehe unten).

Die *Mikrofazies* sowohl der feindetritischen als auch der pelagischen Ablagerungen entspricht im wesentlichen derjenigen der Jes-Formation in der Falknis-Decke. Trotz intensiver Suche konnten keine *Calpionellen* gefunden werden. So bleibt das Auftreten einer *C. cf. elliptica* von CADISCH et al. (1941) in einer Breccie der Jes-Formation die grosse Ausnahme.

3.5.3 Alter

In Analogie zur Stratigraphie der Falknis-Decke wird die Jes-Formation der Tasna-Decke ebenfalls ins Obertithon eingestuft.

3.5.4 Mächtigkeit und Vorkommen

Bei den guten Aufschlüssen an der z. T. stark verfalteten Felswand westlich des Crap Putèr (siehe Fig. 23) ist die Formation mindestens 100 m mächtig. Sie zeigt in ihrem obersten Teil einen allmählichen Übergang in typischen Neokom-Flysch. Gute Aufschlüsse sind ferner bei Mottana, bei Mottajüda und im obersten Teil der Clemgia-Schlucht zu erkennen. Im ganzen Gebiet südlich des Inn gehört die Formation zweifellos zur Crap-Putèr-Schuppe und nicht, wie CADISCH (in BOESCH et al. 1953) vermutet, noch teilweise zur «Serie von Ardez» im Liegenden. Dort tritt vermutlich «Aptychenkalk» an die Stelle der Jes-Formation (siehe unten).

Ein ca. 10 m hoher Felsklotz oberhalb der Innbrücke (Pt. 114) nördlich Sur En (Koord. 823.200/189.500) erweist sich als ungeschichteter, völlig rekristallisierter weisser Kalkblock, der aber nicht brecciös ist. Es könnte sich hier um ein Äquivalent des Sulzfluh-Malmkalles handeln.

Im NW-Teil des Unterengadiner Fensters wurde im Schutt der Langen Wand (Koord. ca. 819.600/206.200) eine Breccie gefunden, die mit den Obertithon-Breccien der Jes-Formation völlig übereinstimmt (u. a. mit Extraklasten einer Plattform und Intraklasten mit *Calpionella alpina* und *Crassicollaria parvula*).

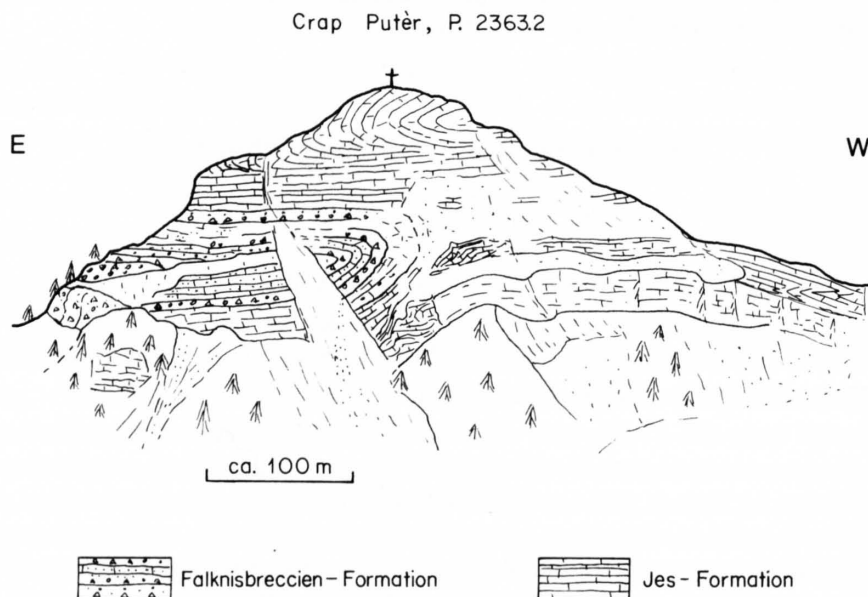


Fig. 23: Ansichtsskizze der Aufschlüsse der Tasna-Decke am Crap Putèr (Unterengadin), von Ardez aus gesehen.

3.6 «Aptychenkalk» (inkl. «Bunte Schiefer»; «Serie von Ardez»)

3.6.1 Lithologie

Das Vorkommen von «Aptychenkalk» in der Tasna-Decke wurde erstmals von CADISCH et al. (1919) und eingehender von STAUB & CADISCH (1921) beschrieben. In typischer Ausbildung sind die Aptychenkalke jedoch nur auf der Nordseite des Inn, also in der sogenannten «Serie von Ardez», zu finden. Es handelt sich dabei um hellgrüne bis hellgraue, dünnplattige, oft leicht mergelige Kalke, die z. T. mit roten oder grünen Tonschiefern vergesellschaftet sind. Das Vorkommen beschränkt sich praktisch auf zwei Aufschlüsse:

Unterhalb Ardez ist von der Innbrücke (Pt. 1298) dem Strässchen nach Ardez entlang folgende Abfolge aufgeschlossen:

- Tasna-Kristallin (Tasna-Granit, Sericitgneise).
- Linse eines dunklen, rekristallisierten Kalkes (Trias ?).
- 30 m schwarze, z. T. grünliche Tonschiefer mit Sandsteinen in Flysch-Fazies («Lias-Dogger»).
- Ca. 50 m «Aptychenkalk»: hellgrüne, dünnplattige Mergelkalke, z. T. mit roten und grünen Tonschiefern.

Derselbe «Aptychenkalk» geht unten direkt am Inn allmählich in flieschartiges Neokom über, das mit seinen Kalk- bis Tonschiefern und Kalksandsteinen gut mit dem Falknis-Neokom übereinstimmt.

Eingangs des Val Tasna (N von Ardez) ist in einer Bachrunse Richtung *Muot da l'Hom* folgendes Profil aufgeschlossen (Koord. 811.300/185.850):

- Tasna-Kristallin (Sericitgneise).
- 2–3 m mächtige Linse eines brecciösen Dolomites.
- 3 m Lias-Breccie (siehe S. 43).
- 5 m «Lias-Dogger», gegen oben übergehend in:
- 30 m «Aptychenkalk», der auf der Höhe des Weges u. a. weinrote und grüne Tonschiefer führt. Ein von CADISCH (1921, S. 78) an dieser Stelle noch erwähnter Aufschluss von Falknis-Breccie ist leider nicht mehr vorhanden.
- Darüber kommt 40 m «Aptychenkalk», der seinerseits gegen oben langsam in flieschartiges Neokom übergeht. Im Hangenden des Profils folgen, analog der Stratigraphie der Falknis-Decke: Tristel-Kalk, Gault, Couches Rouges und «Tasna-Flysch».

Diese Profilabfolge mit den gut ausgebildeten, den Falknis-Sedimenten völlig analogen Kreide-Serien zeigt, dass die «Aptychenkalke» (mitsamt den «bunten Schiefern») mit Sicherheit zur Tasna-Decke zu rechnen sind.

3.6.2 Mikroskopisches

Es handelt sich bei den «Aptychenkalcken» um häufig rekristallisierte Mikrite mit einigen fraglichen Radiolarien. Eine Feinbreccie führte neben Quarz und Dolomit auch mikritische Intraklaste und Extraklaste mit Algen.

3.6.3 Alter und Mächtigkeit

Die «Aptychenkalke» werden als laterale Äquivalente der Jes-Formation südlich des Inn interpretiert (siehe unten) und weisen daher etwa das gleiche Alter auf. «Aptychenkalke» in der Arosa-Zone (ROESLI 1944) und im Unterostalpin (FINGER 1978) haben ebenfalls ein obertithones Alter.

Die Mächtigkeit der «Aptychenkalke» beträgt im Profil Muot da l'Hom ca. 60–80 m.

3.7 Stratigraphisch-tektonische Betrachtungen

3.7.1 *Historisches*

In seinen ausführlichen tektonischen Erläuterungen zum geologischen Atlasblatt Ardez unterteilte CADISCH et al. (1941) die Sedimente der Tasna-Decke in eine «Serie von Ardez» und eine «Crap-Putèr-Schuppe» (höhere tektonische Digitation). In seinen paläogeographischen Überlegungen zum Ablagerungsraum nahm der Autor eine Granitschwelle an, die von der Trias-Zeit bis in die obere Kreide aktiv gewesen sei (CADISCH et al. 1941, Fig. 5), wobei ab Urgo-Aptien alle Schichtglieder auf das kristalline Grundgebirge transgredieren (CADISCH 1953). CADISCH begründete diese Annahme mit Transgressionserscheinungen an der Basis des Lias (Steinsberger Konglomerat), im Malm mit zeitweisem Aussetzen von Falknis-Breccien im Norden (dazu Falknis-Breccien direkt über Kristallin, z. B. südlich des Inn), mit Transgressionen in den basalen Tristel-Schichten, schwächer im Gault und eindrucklich in den Couches Rouges.

Dieses paläogeographische Bild richtete sich vornehmlich nach den Aufschlüssen der Ardez-Serie nördlich des Inn. Auf seiner Südseite tritt von dieser Serie nur das Neokom auf. Die darüberliegende Masse von «Malmkalken» (Falknisbreccien- und Jes-Formation) sowie reduzierter Gault, Couches Rouges und «Tasna-Flysch» im Hangenden deuten auf tektonische Komplikationen, die CADISCH mittels Abspaltung der oben erwähnten Crap-Putèr-Schuppe zu lösen versuchte. Diese soll sich mitsamt einer geringmächtigen Kristallin-Basis infolge «Anschoppung» zu einer eigenen, tektonisch höheren Einheit verschuppt haben.

3.7.2 *Neue Interpretation*

Nach unserer Meinung ist eine Granitschwelle, auf der mesozoische Schichtglieder transgredieren sollten, schlecht mit den sedimentologischen Erscheinungen der betreffenden Schichtglieder vereinbar. Sowohl die flyschartige Fazies der «Lias–Dogger»-Sedimente als auch die Ablagerungen der Falknisbreccien-Formation, der Jes-Formation, der «Aptychenkalken» (mit ihren roten und grünen Tonschiefern, die als Radiolarit-Äquivalente bezeichnet werden können), des flyschartigen Neokoms, der ebenfalls flyschartigen Tristel-Schichten (Mitt. B. Schwizer, in Vorb.) und des Gault (HESSE 1973) weisen auf z. T. grosse Ablagerungstiefen hin (im Gault evtl. sogar unter der CCD, vgl. HESSE 1975).

Es erscheint unwahrscheinlich, dass eine Granitschwelle (z. T. mit Transgressionserscheinungen) kurzfristig neben Tiefsee-Sedimenten emergierte, und dies auf kleinstem Raum. Dazu kommt, dass sowohl bei den Falknis-Breccien wie auch bei den Tristel-Schichten und beim Gault (HESSE 1973) keine Transgressionskonglomerate vorliegen. Die in den Couches Rouges eingelagerten riesigen Kristallinblöcke sind als Olistholithe interpretiert worden (HESSE 1973).

Nach unseren Beobachtungen sind die vielen ungewöhnlichen «Nachbarschaften» z. B. von Tristel-Kalk, Gault oder Falknis-Breccien mit Tasna-Kristallin mit umfangreichen tektonischen Verschuppungen und Einspiessungen zu deuten. Eine Granitschwelle, wie CADISCH sie sich vorstellte, hat in postliasischer Zeit nach unserer Auffassung nicht existiert. Wir nehmen eine durchgehende Sedimentation von Trias/Lias bis Oberkreide an, wie sie z. B. in der Ardez-Serie am Profil Muot da l'Hom aufgeschlossen ist.

Die Crap-Putèr-Schuppe mit einer lückenlosen Schichtreihe von «Lias–Dogger» bis mindestens ins Neokom ist die Abspaltung einer höheren tektonischen Einheit der Tasna-Decke und dürfte, auch nach CADISCH, sich ursprünglich südlich der Ardez-Serie befunden haben. CADISCH hat für das Ausklingen der uns hier besonders interessierenden Falknis-Breccie von Süden (Crap Putèr) nach Norden (Ardez-Serie) die auftauchende Granitschwelle im Norden verantwortlich gemacht. Das ist nach unserer Auffassung nicht möglich, da die Sedimentation

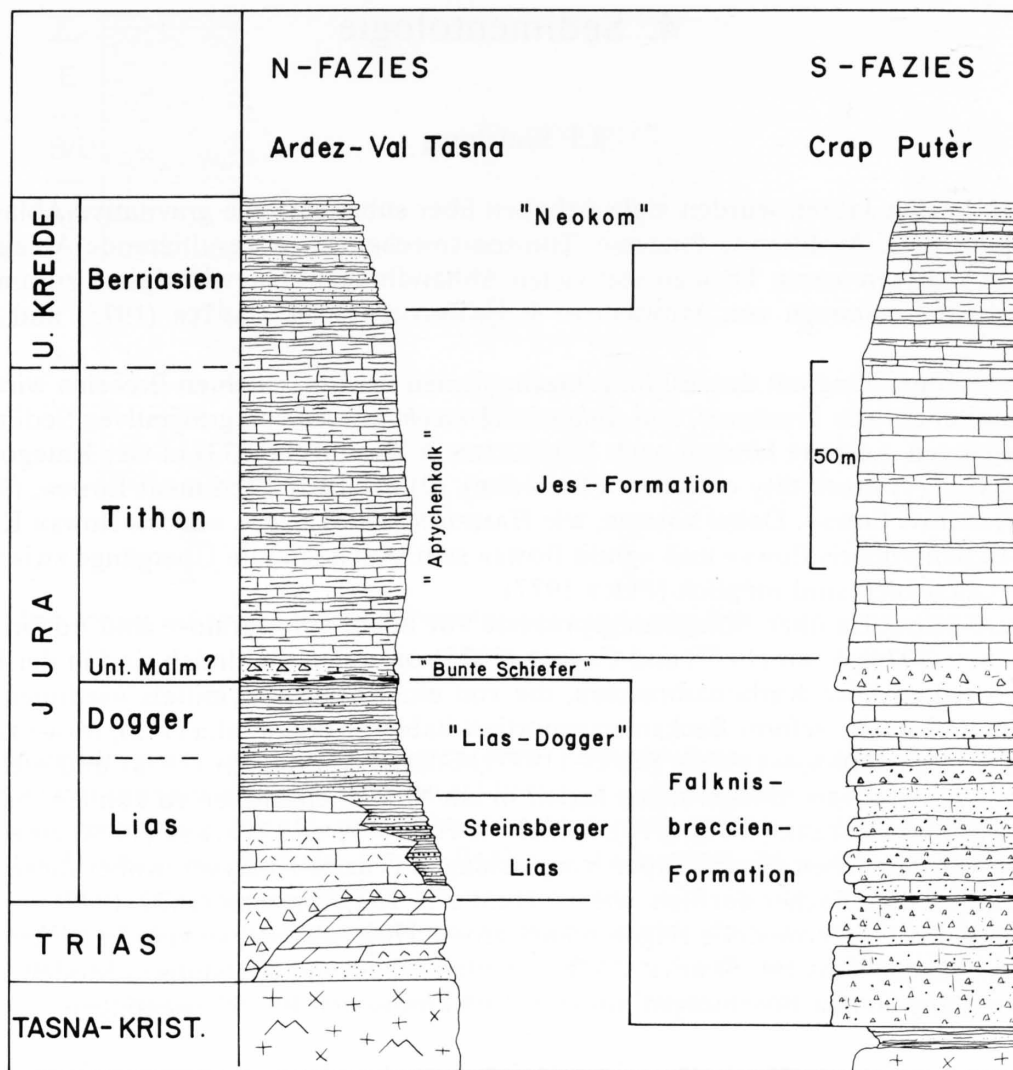


Fig. 24: Fazies-Verteilung der Trias und des Jura innerhalb der Tasna-Decke (Unterengadiner Fenster).

gegen Norden eher tiefer wird (mit roten Radiolarit-Äquivalenten). Wir kommen zu folgendem Schema für die paläogeographischen Verhältnisse während der Jura-Zeit (vgl. Fig. 24):

- Während des Lias-Doggers sowohl im Norden als wahrscheinlich auch im Süden flysch-artige Fazies, vor allem mit schwarzen Tonschiefern.
- Malm: Im südlichen Bereich fanden noch kräftige Schüttungen von Falknis-Breccien statt, die im Norden nur in einer einzelnen Bank zu erkennen sind. Die geringmächtigen roten Tonschiefer der Ardez-Serie sind in den Falknis-Breccien der Crap-Putèr-Schuppe z. T. als Zwischenlagen, z. T. als Intraklaste zu erkennen.
- Die Jes-Formation (Obertithon) im südlichen Faziesbereich zeigt im oberen Teil grosse Ähnlichkeit mit den «Aptychenkalke» im Norden. Es wird vermutet, dass die Jes-Kalke gegen Norden faziell langsam in «Aptychenkalke» übergehen.
- Sowohl im Norden als auch im südlichen Faziesbereich folgen darüber Kreide-Sedimente, die denjenigen der Falknis-Decke gut entsprechen.

Weitere Interpretationen des Tasna-Sedimentationsraumes und dessen Eingliederung in das Falknis-Becken folgen in Kapitel 5 (Paläogeographie).

4. Sedimentologie

4.1 Einleitung

In den letzten Jahren wurden viele Arbeiten über subaquatische gravitative Ablagerungsprozesse publiziert. Auslösende Prozesse, Transportmechanismen, resultierende Ablagerungen und Fazies-Analysen waren Themen von vielen Abhandlungen. Die wichtigsten zusammenfassenden Arbeiten stammen von MIDDLETON & HAMPTON (1973), CARTER (1975) und WALKER (1978).

Im Zusammenhang mit den Bildungsmechanismen der untersuchten Breccien wird im folgenden Kapitel auf die *Transport- und Ablagerungsmechanismen* von gravitativen Sedimentströmen eingegangen. Letztere können nach MIDDLETON & HAMPTON (1973) in vier Kategorien eingeteilt werden: (1) «turbidity currents» (Turbidite), (2) «fluidized sediment flows», (3) «grain flows», (4) «debris flows». Dabei können, wie HAMPTON (1975) zeigte, «debris flows» Kombinationen zwischen «debris flows» und «grain flows» sein. Auch laterale Übergänge zwischen einzelnen Mechanismen sind möglich (PRICE 1977).

Weitere Hinweise über Ablagerungsprozesse vor allem von «grain-» und «debris flows» sind bei LOWE (1976), ENOS (1977) und CARTER (1975) zu finden. Zahlreich sind in der Literatur auch die Arbeiten über Karbonatbreccien, die von einer Plattform mittels «sediment gravity flows» Material in ein tieferes Becken transportiert haben: COOK et al. (1972), MOUNTJOY et al. (1972), RODINE & JOHNSON (1976), RUPKE (1977), COSSEY & EHRLICH (1978) und viel andere.

Um die gravitativen Ablagerungen faziell in ein Modell einordnen zu können, haben vorerst MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975), später MUTTI (1977) und WALKER (1978) eine Klassifikation von verschiedenen Fazies-Typen vorgeschlagen (Fazies-Analyse), wobei diese Autoren an einen submarinen Fächer dachten, wie er rezent z. B. von NORMARK (1970, 1978) beschrieben worden ist. Diese Fächermodelle zeigen relativ grosse Unterschiede, sowohl in deskriptiver als auch in genetischer Hinsicht. SURLYK (1978) erläutert ergänzend ein weiteres Modell für Ablagerungen entlang steilen Böschungen mit starken tektonischen Blockbewegungen.

4.2 Feldbeobachtungen

4.2.1 Breccien-Fazies

4.2.1.1 Breccientyp I (vgl. Fig. 25–27)

Wir haben einen einzelnen Breccienzyklus des Typus I in folgende Intervalle gegliedert: *Aa*, *Ab*, *B/D*, *E*, *F*. Der Zyklus ist im Feld meist vollständig ausgebildet. Er beginnt unten mit dem grobbrecciösen Intervall *Aa*; die Intervalle *Ab*, *B/D* und *E* entsprechen den BOUMA-Intervallen *ABDE*; der Buchstabe *F* steht für das hemipelagische Intervall. Beispiele dieses Breccientypus (vgl. Taf. II): Breccien «A», «C», «D» u. a., z. B. im Profil Tschingel.

Aa-Intervall: Dieses Intervall ist gekennzeichnet durch einen Anteil an z. T. groben Komponenten (Zentimeter bis mehrere Meter) vorwiegend kristalliner Herkunft, die in einer kalkigen Matrix stecken, welche aus einer echten, pelagischen Grundmasse und halbverfestigten, neritischen Extraklasten zusammengesetzt ist. Es entspricht demnach *nicht* dem *A*-Intervall von BOUMA (1962). Das *Aa*-Intervall ist im untersten Teil oft leicht verkehrtgradiert, und eine allmähliche normale Gradierung findet erst im oberen Teil statt. Metergrosse Gerölle in diesem oberen Abschnitt zeigen, dass die Ablagerungen als relativ langsamer Fliessprozess zu betrachten sind. Einzelne Bänke sind mehrfachgradiert. Im untersten wie auch im mittleren Abschnitt

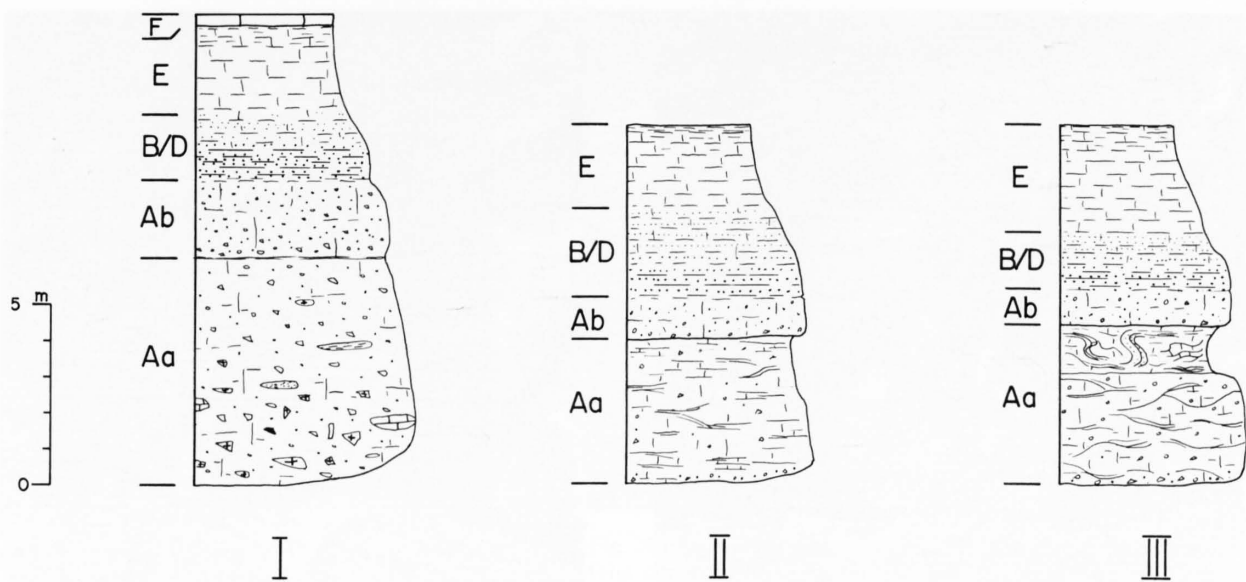


Fig. 25: Breccientypen aus der Falknisbreccien-Formation (mit Angaben der Breccien-Intervalle). Legende siehe Figur 5.

dieses Intervalls treten oft mehrere metergrosse Komponenten aus hellem Plattformkalk auf, die, nach ihrer unregelmässigen Form zu schliessen, zur Zeit der Ablagerung nicht völlig lithifiziert waren (= unechte Intraklaste). Echte Intraklaste von grösserem Ausmass treten erst etwa im zweiten Drittel über der Basis der *Aa*-Bank auf: Es handelt sich dabei um vielfach mehrere Meter grosse, längliche Kalkarenite-, Kalksandstein- oder Feinbreccien-Komponenten, die nicht zu unterscheiden sind von einzelnen analogen Gesteinsbänken im Liegenden einer Breccie. Im oberen Drittel kommen auch mehrere metergrosse Kalkschiefer-Intraklaste (vgl. Fig. 30) und kleinere Tonschiefer-Lagen vor, die beide immer über den Sandstein-Intraklasten schwimmen.

Imbrikation ist selten. Im Westrätikon sind nur einzelne Falknis-Breccien amalgamiert, in den Profilen Soppen, Gafiental und Stelli ist dies hingegen bei den meisten Breccienbänken der Fall.

Im obersten Teil des *Aa*-Intervalles tritt, oft verbunden mit einem Korngrössensprung, eine für viele Falknis-Breccien typische *netzartige* Struktur auf: Um halbverfestigte neritische Klaste bildet sich ein Netz von meist zentimetergrossen Kristallin-Komponenten, die z.T. richtig in den Kalk eingedrungen sind. Dieser Mantel hat wahrscheinlich verhindert, dass solche halbverfestigte Komponenten («armoured mud balls» bei HOEDEMAKER 1973) während des Transportes zerstört und verteilt worden sind.

Ab-Intervall: Dieses Intervall entspricht dem echten, gradierten Intervall *A* von BOUMA. Im Idealfall geht mit einem plötzlichen Korngrössensprung der *Aa*-Zyklus in ein *Ab*-Intervall über. Oft ist es aber getrennt vom *Aa* durch eine einige wenige cm-starke, tonige, zurückwitternde Lage («boundary layer»; vgl. Kapitel 4.2.1.5). Das *Ab*-Intervall einer Breccien-Abfolge ist charakterisiert durch ein «distribution grading» im Sinne von MIDDLETON (1967).

B/D-Intervall (vgl. Fig. 26 und 27): Ohne scharfen Übergang geht aus dem gradierten Intervall ein Horizont hervor, der eine im Feld mehr oder weniger deutliche Lamination aufweist und den BOUMA-Intervallen *B* bzw. *D* entspricht. Die Einregelung der kristallinen Körner ist bereits im feinbrecciösen oder grobsandigen Bereich zu beobachten. Die Lamination wird gegen oben, d.h. im mittel- bis feinsandigen Bereich, immer ausgeprägter und wird dann als oberes parallel-laminiertes Intervall *D* bezeichnet. Ein Horizont mit «convolute lamination» oder

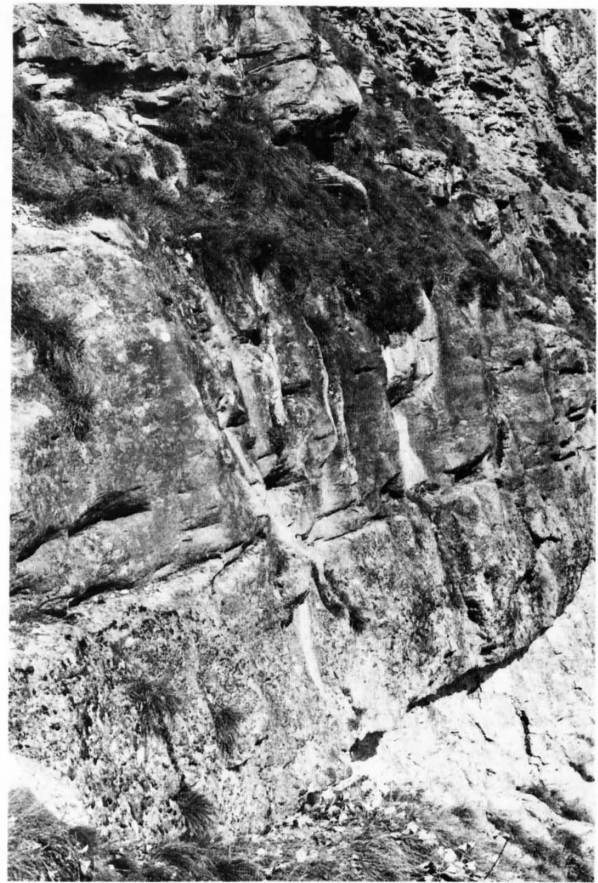


Fig. 26 und 27: Falknis-Breccien des Typus I aus dem Westrätikon: Unten grobbrecciöses Intervall *Aa* («debris flow»), oben turbiditische Intervalle *Ab*, *B/D*, *E*, getrennt z.T. durch eine dünne, zurückwitternde Lage («boundary layer»).

«ripple cross-lamination» konnte in den mächtigen Breccien-Abfolgen nur ein einziges Mal gefunden werden.

E-Intervall: Aus dem feinlaminieren Intervall geht kontinuierlich das *E*-Intervall hervor (entspricht dem BOUMA-Intervall *E*). Es besteht aus Kalk- bis Mergelschiefer und führt vereinzelt dünne, schlierige, feinsandige Lagen. Das aus dem stark verdünnten Endteil eines Trübestromes stammende pelitische Kalkmaterial führte wahrscheinlich noch feinste, aufgewirbelte Sandkörner mit.

F-Intervall: Viele Breccien-Abfolgen führen zuoberst entweder eine dünne Tonschiefer-Lage, die als feinste Schlammfraktion eines Trübestromes betrachtet werden kann, oder aber das pelitische Kalkschiefer-Intervall geht allmählich in einen dichten, z.T. viele Radiolarien führenden Mikrit über. Dieser Kalk wurde von ALLEMANN (1957) als «authigener» Kalk bezeichnet. Wir bezeichnen ihn nach VAN DER LINGEN (1969) als (hemi-)pelagisches Intervall *F*.

4.2.1.2 Breccientypen II und III (Fig. 25 und 29)

Diese beiden Breccientypen unterscheiden sich vom Typus I durch die unterschiedliche Ausbildung des *Aa*-Intervalles, führen aber in den meisten Fällen auch die Intervalle *Ab*, *B/D*

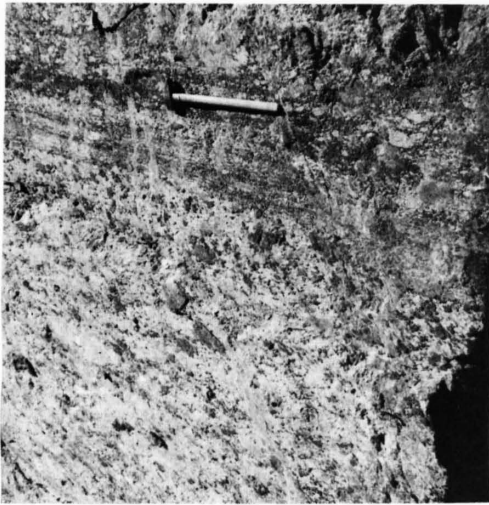


Fig. 28: Falknis-Breccie am Profil Stelli (Mittelbünden): Intervall *A* (unten) übergehend in laminiertes Intervall *B* (oben).

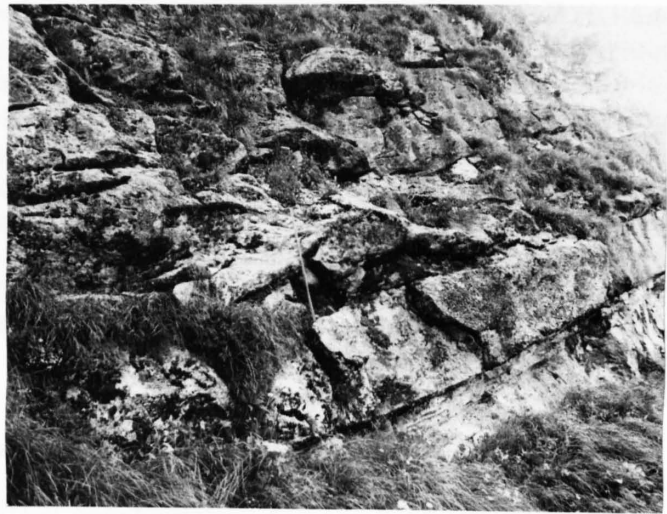


Fig. 29: Falknis-Breccie des Typus III: Über einer Breccienbank folgt ein «chaotisches Intervall» mit aufgearbeiteten Kalk- und Tonschiefern und «verwurstelten» Kalkarenit-Bänken. Länge des Massstabes: 1 m.



Fig. 30: Aufgearbeitete Kalkschiefer-Komponente im oberen Teil des Intervalles *Aa* einer Falknis-Breccie.

und *E*. Bei den beiden Typen II und III ist der Anteil an Gesteinstrümmern (vor allem Kristallintrümmer) und an neritischen, ehemals halbverfestigten Kalken klein. Die Komponenten grössse übersteigt nur vereinzelt 10 cm. Die Grundmasse des Breccien-Intervalles *Aa* besteht vor allem aus pelitischem Material (meist pelagische Mikrite) und linsigen Tonschiefer-Lagen. Letztere bildeten während des Transportes Gleitflächen und bewirkten eine intensive linsige Zerschierung des Gefüges. Beispiele des Typus II: z.B. im Tschingel-Profil (Taf. II: Breccien «E», «H»).

Im Breccientypus III folgt, zusätzlich zum *Aa*- und *Ab*-Intervall, ein chaotischer, scheinbar tektonisierter Horizont, der aber mit Sicherheit nicht auf lokale tektonische Beanspruchung zurückzuführen ist. Dieser Horizont, dessen Zusammensetzung stark wechselt, besteht aus stark rotierten, abgerissenen und verwurstelten Kalken, Kalksandsteinen, Feinbreccien und Tonschiefer (vgl. Fig. 29). Felduntersuchungen zeigen, dass die ganze Breccienabfolge – inkl. chaotisches Intervall – als Produkt eines einzigen Ereignisses zu betrachten ist (genetische Deutung siehe S. 60). Ein ähnliches Beispiel einer solchen Ablagerung wird von E. Mutti (mündl. Mitt.) aus Spanien, wenn auch in bedeutend grösserem Massstab, erwähnt. Beispiele des Typus III: Tschingel-Profil (Taf. II: Breccie «G»).

4.2.1.3 Korngrößen-Verteilung

Von allen Breccien > 50 cm des unteren Teils der Falknisbreccien-Formation wurden die grössten Komponenten bestimmt (vgl. Fig. 32) und gemittelt, woraus sich pro Profil eine mittlere Korngrößen-Verteilung ergab (Fig. 33). Als *grösste* Korngrösse gilt im folgenden der mittlere scheinbare Durchmesser der 10 grössten Komponenten an einem Aufschluss (abgekürzt *max. KG*). Aus Figur 33 geht hervor, dass von Südosten (Stelli) sowohl nach Nordwesten (Falknis) wie nach Westen (Gürgaletsch) eine deutliche KG-Abnahme festzustellen ist. Die absolut grössten Komponenten wurden am Malakoff (6,60 m) und im Heuberg-Profil (5,60 m) gefunden. Die KG-Abnahme nach Nordwesten geht auch aus der Figur 31 hervor, wo die KG-Werte des obersten Falknisbreccien-Horizontes auf einer Strecke von über 25 km kontinuierlich abnehmen.

Mittlerer Durchmesser der 10 grössten Komponenten verglichen mit der Bankmächtigkeit und der Mächtigkeit des Aa-Intervalles (Fig. 34–36): Die einzelnen Punkte auf den Figuren 34 bis 36 stellen Feldmessungen aus den verschiedenen Profilen der Falknisbreccien-Formation dar. Die durch Striche umgrenzten Felder zeigen zusammenfassend die Tendenzen der verschiedenen Punktescharen auf. Sie weisen auf die unterschiedliche Lage der Breccien im Sedimentationsraum hin. Die Figuren geben Hinweise auf die Interpretation der «Proximalität» der verschiedenen Profile (siehe unten) und auf die Fazies-Analyse (vgl. 4.3.3).

Westrätikon: Die Falknis-Breccien zeigen Bimodalität: Einerseits ist sowohl auf Figur 34 wie auch auf Figur 36 zu erkennen, dass bei Zunahme der Bankmächtigkeit (bzw. Mächtigkeit des Aa-Intervalles) auch die *max. KG* gleichmässig zunimmt. Diese Punkteschar wird von den Breccien des Typus I dargestellt. Andererseits zeigt die senkrechte Fläche, dass viele Bänke Mächtigkeiten bei ähnlich kleiner KG ($\frac{1}{2}$ bis 5 cm) von einem halben bis zu 19 m haben; es sind dies Breccien des Typus II und III.

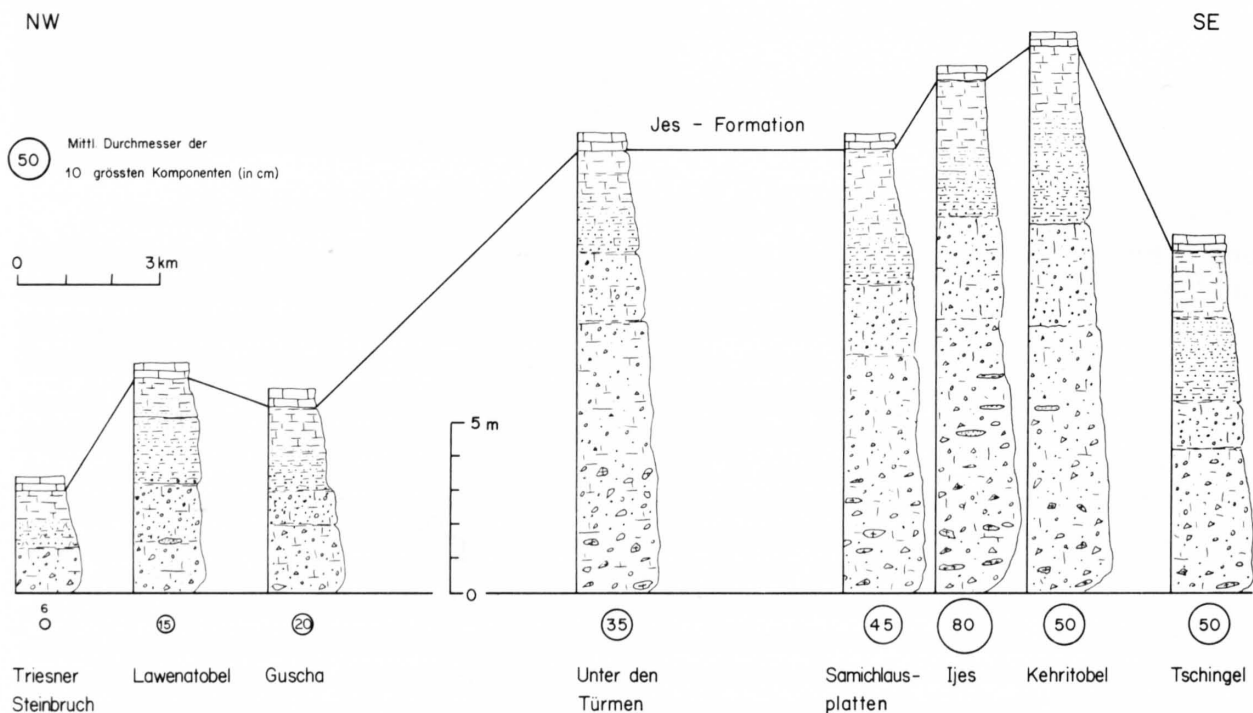


Fig. 31: Laterale Veränderung der Mächtigkeit und der Komponentengrösse der obersten Falknisbreccien-Bank (Falknisbreccien-Formation, oberer Teil) im Westrätikon.

Stelli–Gafiental: Auffallend ist die geschwungene und relativ kleine Fläche der Punkteschar: Viele Breccien weisen einerseits eine max. KG zwischen 20 und 60 cm auf, ungeachtet der Bankmächtigkeit (bzw. der Mächtigkeit des *Aa*-Intervalles). Andererseits führen verschiedene, nur 1–2 m dicke Bänke eine max. KG bis zu 15 cm. Das Bild der Punkteschar zeigt, dass die Breccientypen II und III nicht auftreten.

Gürgaletsch–Malakoff: Breccientypen II und III kommen nicht vor, so dass das Bild der Punkteschar eine lineare Zunahme der Bankmächtigkeit (bzw. der Mächtigkeit des *Aa*-Intervalles) und der max. KG zeigt, die der analogen Fläche des Westrätikons ähnlich ist.

Crap Putèr: Infolge geringer Messwerte ist eine Interpretation nur bedingt möglich. Mächtige Breccienbänke mit relativ geringer max. KG überwiegen.

4.2.1.4 Weitere Charakteristika

Schüttungsrichtungen: Bodenmarken wurden bis jetzt bei Kalkbreccien (z.B. «debris flow») kaum festgestellt (vgl. ENOS 1977, REMANE 1970), was auch auf die Falknis-Breccien zutrifft. Da Imbrikationen höchstens andeutungsweise zu erkennen sind, müssen die einzigen Hinweise für die Schüttungsrichtung der Breccien aus der KG-Verteilung und der Rekonstruktion der Form des geschütteten Körpers bezogen werden (vgl. oben).

Bankform und Bankmächtigkeit: Die Breccien weisen, ausser in den Stelli–Gafiental-Profilen, eine relativ konstante Mächtigkeit auf, abgesehen vielleicht von tektonischen Ausdünnungen. Die *Bankmächtigkeit* der Breccien > 50 cm des unteren Teils der Falknisbreccien-Formation wurde innerhalb der einzelnen Profile aufgezeichnet (Fig. 32) und für jedes Profil gemittelt (Fig. 33). Die mächtigsten Bänke befinden sich dabei in der Falknis-Schuppe im Profil Falknis (durchschnittlich 6,60 m, gemessen an 14 Bänken, max. Bankdicke 18 m). Von hier nach Norden (Balzner Tobel) und nach Süden (Tschingel) wurde eine Abnahme der durchschnittlichen Bankdicke ermittelt (genetische Deutung siehe unten).

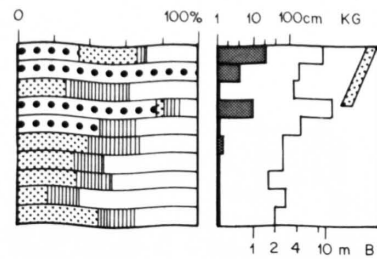
Kontinuität der Breccien: Vor allem im Westrätikon, z. T. auch im Gürgaletsch-Gebiet, können einzelne Breccienbänke durchgehend über eine Distanz von über 20 km verfolgt werden (vgl. Taf. II, Breccien «A» bis «L»).

Erosion und Amalgamierung: Erosionserscheinungen durch Falknis-Breccien sind selten. Im Westrätikon können z. B. die gleichen Schichtlagen unter einem Breccien-Horizont über weite Strecken verfolgt werden. Mit Ausnahme von einzelnen Rinnenfüllungen im Ausmass von einigen Dezimetern bis evtl. Metern und seltenen Amalgamierungen sind hier praktisch keine erodierten Breccienbänke zu erkennen. In den Profilen Stelli und Gafiental hingegen sind in je drei bzw. zwei benachbarten Profilen trotz geringer Entfernung (Stelli z. B. 500 m) wesentliche Unterschiede in der Bank-Konfiguration festzustellen. Da am Stelli auch die Gesteinsabfolge der Panier-Formation im Liegenden in allen drei Profilen sehr verschieden ist, stellt sich die Frage, ob dies auf Erosion (z. B. in einem Canyon) zurückzuführen ist (vgl. Kap. 4.3). Amalgamierungen sind im Westrätikon eher selten, im Gafiental und am Stelli ist jedoch fast jede Bank mehr oder weniger mit der unteren amalgamiert.

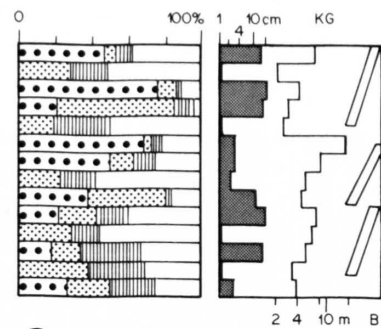
Slumps: Es bleibt der Vollständigkeit halber zu sagen, dass vor allem im Westrätikon vereinzelt verfaltete Kalk-Turbidite als eindeutige Slumps erkannt worden sind.

4.2.1.5 Transport-Mechanismus

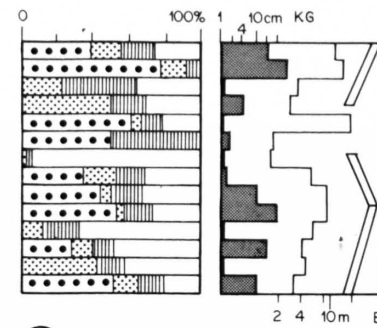
Auf Grund des internen Gefüges wird der untere, grobbrecciöse Abschnitt einer Falknis-Breccie (*Typus I*) als Ablagerung aus einem «debris flow» interpretiert. Eine grobe Phase (vornehmlich Kristallin-Komponenten) befindet sich in einer feinen Schlamm-Matrix, die grösstenteils aus unvollständig verfestigtem Kalk und nur zu 5–10% aus Ton besteht (vgl. Fig. 11). Je



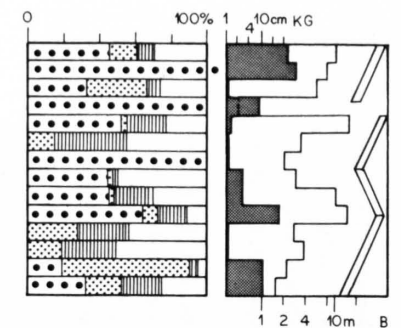
① BALZNER TOBEL



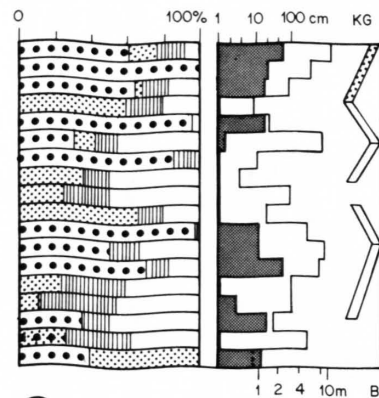
② UNTER DEN TÜRME



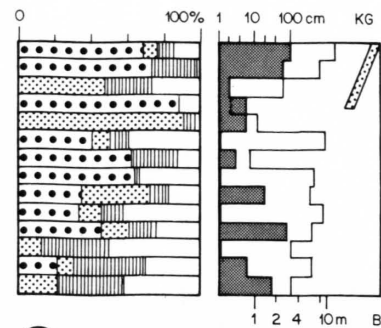
③ FALKNIS



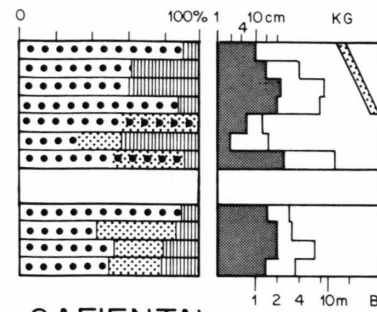
④ RISER



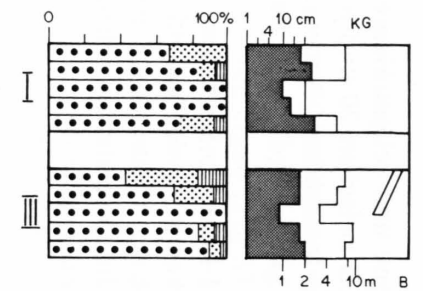
⑤ TSCHINGEL



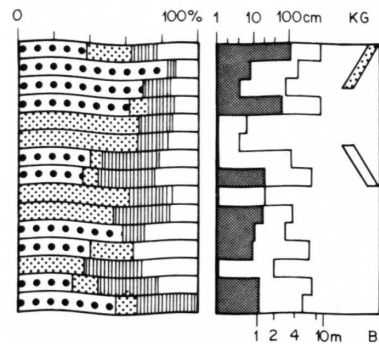
⑥ HEUBERG



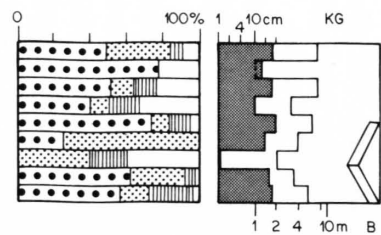
GAFIENTAL
Hochstelli (oben)
Talegg (unten)



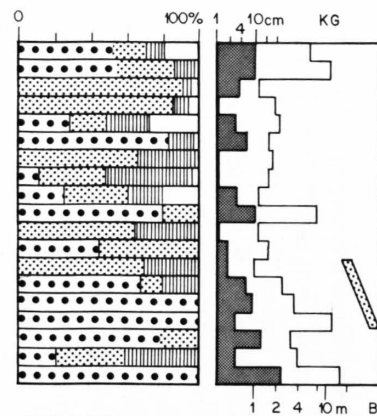
STELLI (I und III)



GÜRGALTSCH
(TALIFLUE)



MALAKOFF



TASNA-DECKE
(CRAP PUTÈR)

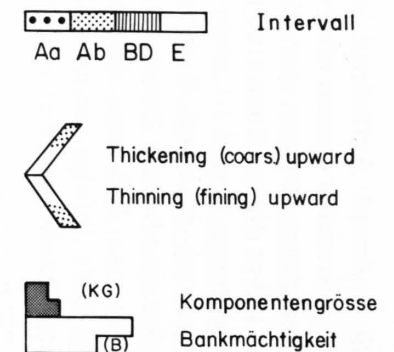


Fig. 32: Analysen der Breccien der Falknisbreccien-Formation (unterer Teil): Breccien-Intervalle, Megazyklen, Komponentengröße (= mittlerer scheinbarer Durchmesser der zehn grössten Komponenten) und Bankmächtigkeit.

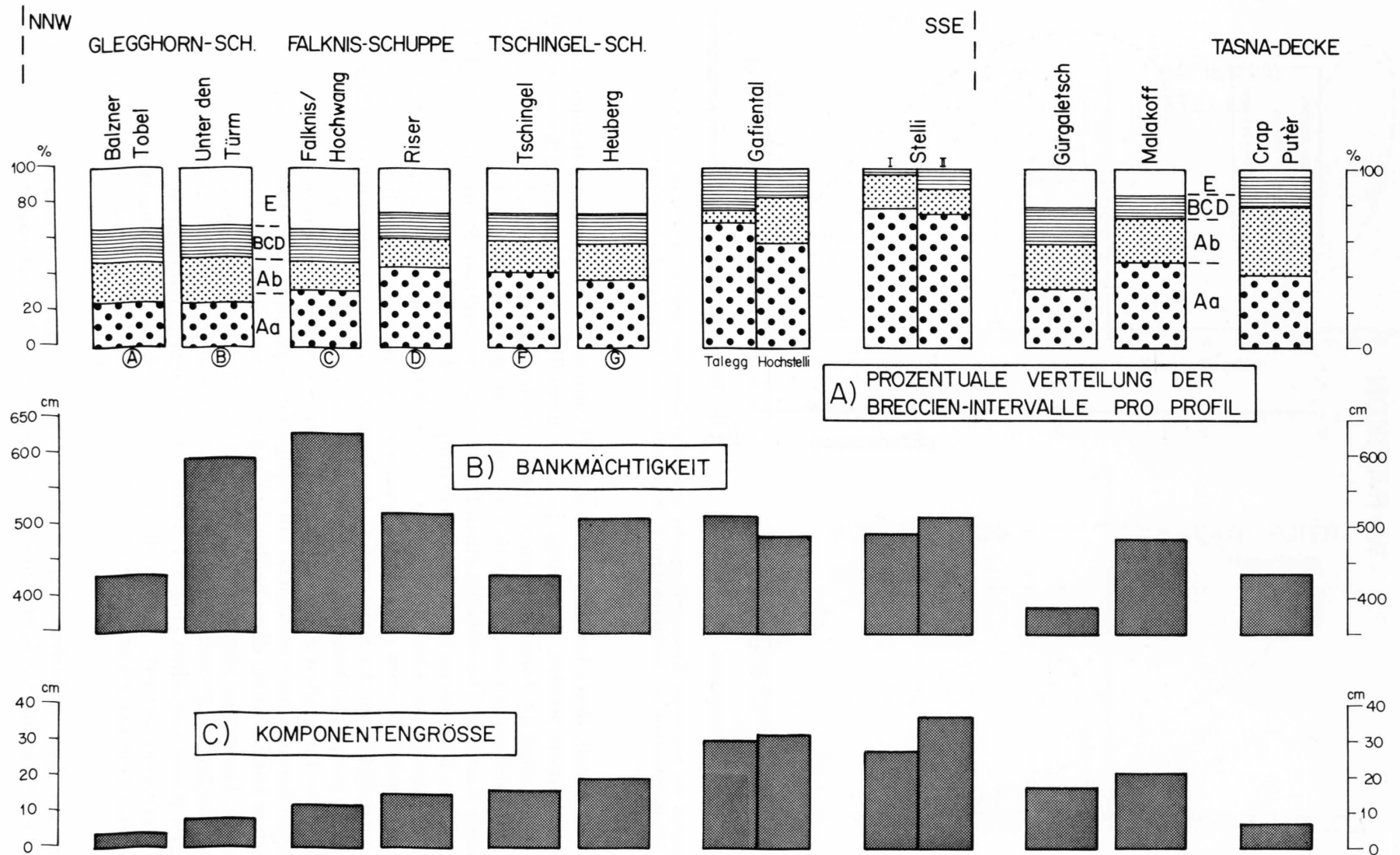


Fig. 33: Analysen der Breccien (> 50 cm) der Falknisbreccien-Formation (unterer Teil): Mittelwerte pro Profil.
Komponentengröße: Mittlerer scheinbarer Durchmesser der zehn grössten Komponenten.

W-RÄTIKON

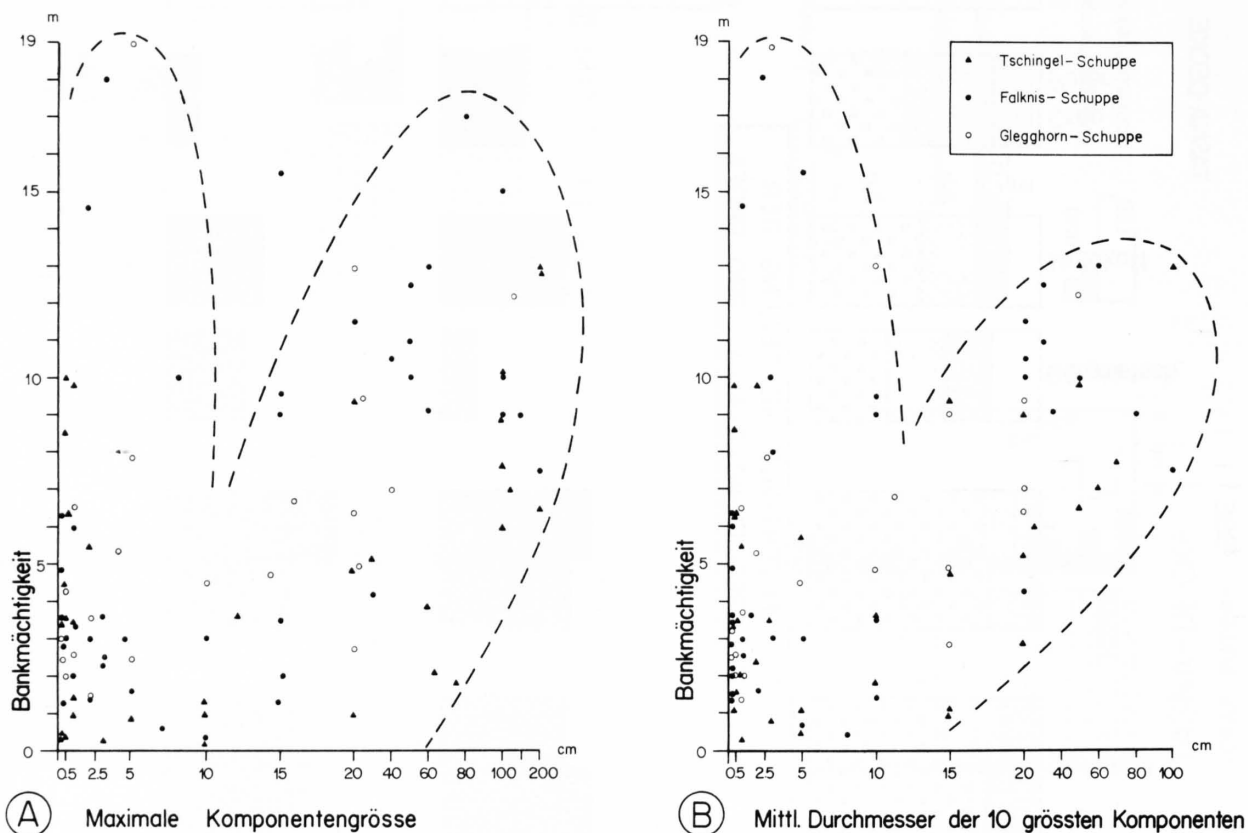


Fig. 34: Abhängigkeit der maximalen Komponentengröße und des mittleren scheinbaren Durchmessers der zehn grössten Komponenten von der Bankmächtigkeit in der Falknisbreccien-Formation des Westrätikon.

grösser der Ton-Anteil, desto besser können nach HAMPTON (1975) die Komponenten in der Matrix mittransportiert werden. Allerdings ist nach demselben Autor dieser Schwimmeffekt nicht allein vom Gehalt an Tonmineralien abhängig. In der Literatur sind schon verschiedentlich reine Karbonat-Breccien als «debris flow» bezeichnet worden (vgl. z. B. COOK et al. 1972). Ob dieser kleine Anteil an Tonschlamm einen Einfluss auf die laminare Strömung an der Basis eines «debris flow» hat, welche nach den Berechnungen von HAMPTON (1972) und ENOS (1977) eine Erosion verunmöglicht, kann nicht gesagt werden. Wie weiter unten noch diskutiert wird, halten wir es für möglich, dass die Falknis-Breccien in einem proximalen Bereich mit relativ grosser Geschwindigkeit an der Basis und an der Stirn des Stromes erodiert und im Dach eine turbulente Wolke mitgeführt haben. Dieser «turbidity current» bildet den oberen Abschnitt einer Breccie mit den Intervallen *Ab*, *B/D* und *E*. HAMPTON (1972) hat in seinen experimentellen Untersuchungen darauf hingewiesen, dass ein «debris flow» gegen oben in einen turbiditischen Strom übergehen könne, wobei diese beiden Lagen durch einen «boundary layer» voneinander getrennt werden. HAMPTONs Modell stimmt gut mit den Ablagerungen einer theoretisch vollständigen Falknis-Breccie überein, für welche wir uns folgenden Transport-Mechanismus über einen grösseren Raum vorstellen (Fig. 37): Während in einem proximalen Bereich (Stelli) nur eine leichte Turbulenz auftritt, werden die zwei verschiedenen Strömungslagen gegen NW hin durch den im Feld gut erkennbaren «boundary layer» deutlich getrennt (vgl. auch Fig. 26 und 27).

Breccien des *Typus II* dürften ebenfalls auf einen «debris flow»-Mechanismus zurückzuführen sein. Der etwas höhere Tonanteil kann den Schwimmeffekt im «debris flow» begünsti-

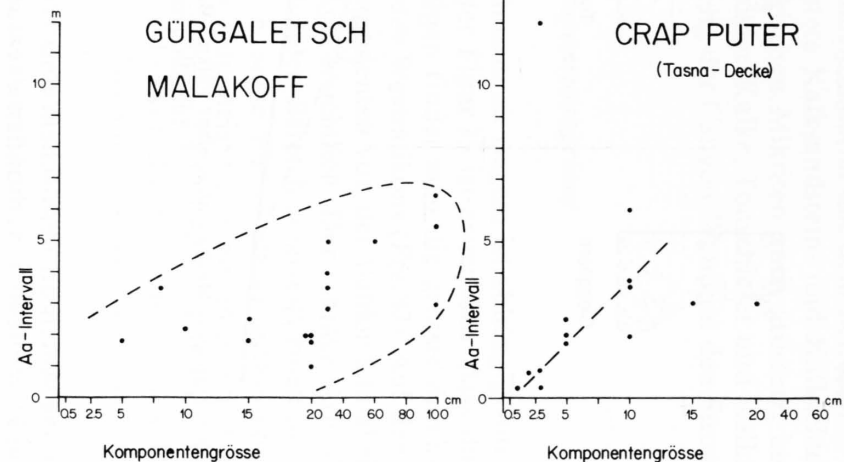
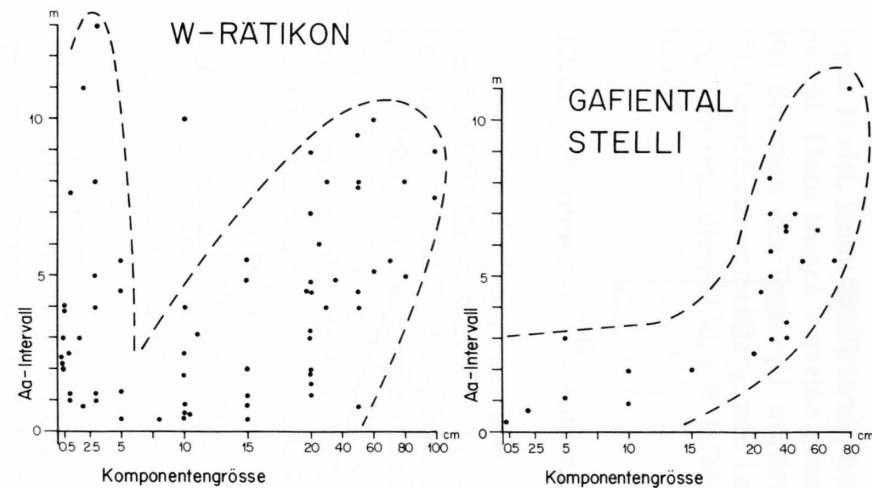
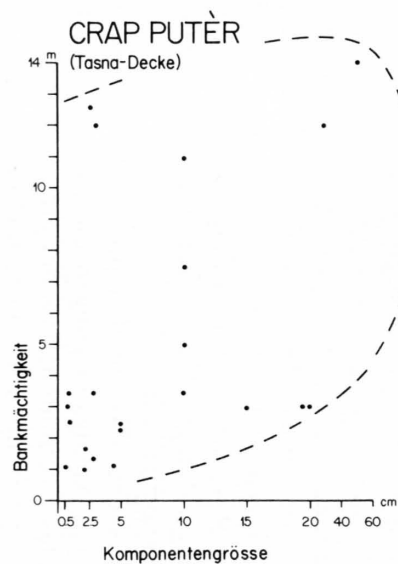
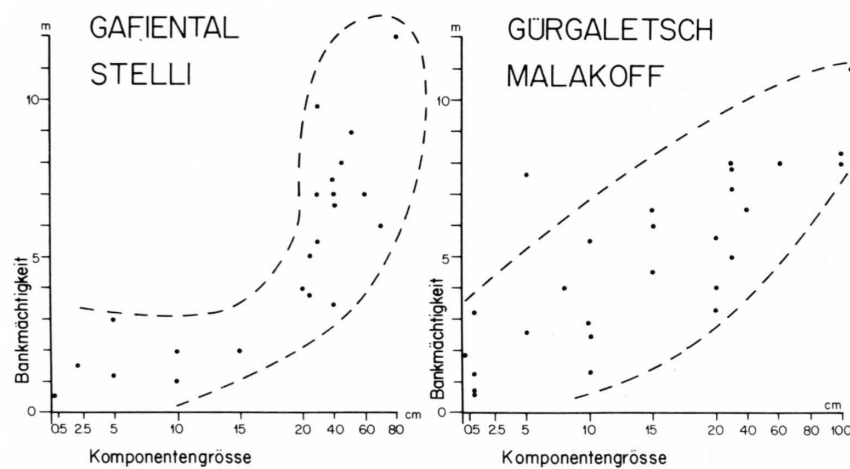


Fig. 35: Abhängigkeit des mittleren scheinbaren Durchmessers der zehn grössten Komponenten von der Bankmächtigkeit in der Falknisbreccien-Formation ausserhalb des Westrätikons.

Fig. 36: Abhängigkeit des mittleren scheinbaren Durchmessers der zehn grössten Komponenten von der Mächtigkeit des Aa-Intervalls bei Falknis-Breccien.

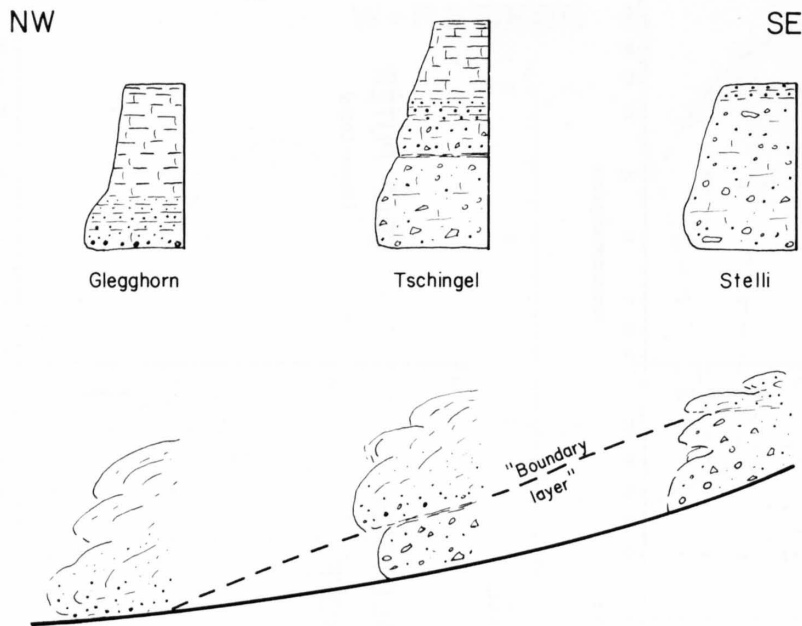


Fig. 37: Möglicher Transport-Mechanismus einer Falknis-Breccie. Unterer Teil: «debris flow» (Aa-Intervall); oberer Teil: Turbidit. Nach PRICE (1977).

gen. Der kleine Anteil an neritischem und kristallinem Material lässt auf einen tiefermarinen Ausgangspunkt schliessen, verbunden eventuell mit einer geringeren Transport-Geschwindigkeit.

Die Breccien des *Typus III* mit dem chaotischen Horizont führen an der Basis ebenfalls das Aa-Intervall («debris flow»). Es stellt sich die Frage, wie die aufgearbeiteten Schichtglieder dieses Horizontes in die Schüttung einverleibt worden sind (durch Erosion eines «debris flow»?).

Das vorliegende Beispiel der Falknis-Breccien zeigt, dass Sediment-Material aus unterschiedlichen Ablagerungsbereichen – neritisches, z. T. semilithifiziertes Material und aufgearbeitetes, pelagisches Material – in einen einzigen Zyklus einverleibt worden ist, im Breccientypus III sogar zusätzlich verfestigte Schichtglieder. Pelagisches Material, die riesigen Intraklaste sowie die «chaotischen» Schichten könnten möglicherweise infolge starker Erosion von Canyon-Wänden (Unterhöhlung) in den Canyon-Boden rutschen und dort in die mit neritischem und kristallinem Material hinunterfahrenden «debris flows» integriert worden sein. Über solche rezente Channel-Erosion berichten z. B. KELLING & STANLEY (1976). Es kann aber auch an eine Resedimentation in Etappen gedacht werden, bei der neritisches Material in einen Bereitstellungsraum geführt und von dort dann – gemeinsam mit pelagischem Schlamm – in das Becken transportiert wird.

Die Tatsache, dass in den proximaleren Aufschlüssen Stelli und Gafiental zufolge der channelartigen Amalgamierungen die ganze Sanalada-Formation des Westrätikons nicht vorhanden ist, lässt vermuten, dass der grösste Teil der Sedimente dieser Formation dort nicht akkumuliert, sondern der Erosion zum Opfer gefallen ist und z. B. in den chaotischen Horizonten den Breccientypen III im Westrätikon als wieder eingearbeitetes Material zu finden ist. Lithologische Einzelfunde im chaotischen Intervall, wie z. B. das Auftreten von grünen Tonschiefern, welche sonst nur aus der Panier-Formation (z. B. auch vom Stelli) vorhanden sind, sind dafür ein Hinweis.

Auf Grund der verschiedenen Indizien nehmen wir ein *erosives Stadium* eines «debris flow» an. Je nach Masse und Dichte eines Stromes wurde dadurch (wie z. B. im Breccien-

typus I) viel, kaum lithifiziertes, pelagisches Sedimentmaterial mit dem neritischen Schutt vermischt. Dazu kamen einzelne grosse, aufgearbeitete Kalksandstein- und Kalkschiefer-Pakete. Bei Breccien des Typus III wurden neben pelagischen Mikriten auch grössere, bereits etwas lithifizierte, zusammenhängende Lagen (dünnbankige Kalke, Tonschiefer und Kalksandsteine) erodiert, oder diese sind, z. B. infolge Unterhöhlung der Canyon-Wand, in den Strom hineingerutscht.

4.2.1.6 «Proximalität», Bankmächtigkeit und Komponentengrösse

Die Fähigkeit eines Stromes, verfestigte Trümmer zu tragen, ist abhängig von der zunehmenden Distanz vom Schüttungszentrum. Auf der Figur 33 ist ersichtlich, dass die max. KG kontinuierlich von SE nach NW abnimmt. Dagegen findet man die grösste durchschnittliche Bankmächtigkeit in den relativ distalen Profilen des Westrätikons (Fig. 33). Auf den Figuren 34 und 36 ist die Abhängigkeit der Grösse der Komponenten von der Bankmächtigkeit bzw. von der Mächtigkeit des *Aa*-Intervalles im Westrätikon ersichtlich. Der schräge Arm der Punkteschar zeigt Breccien des Typus I, die in diesem distalen Bereich einerseits einen prozentual höheren Anteil an pelitischem Material (Intervall *E*, siehe Fig. 33 oben) aufweisen. Andererseits kann es bei einzelnen Breccien infolge geringerer Hangneigung zu einem plötzlichen Erstarren («freezing») einer grösseren Masse des Trägheitsstromes (*Aa*-Intervall) kommen. Die Figur 34 zeigt aber auch, dass die Mächtigkeit des *Aa*-Intervalles verschiedener Breccienbänke des Westrätikons nicht von der max. KG und damit von der Distanz zum Schüttungszentrum abhängig ist, wie z. B. bei den Breccien des Typus II und III.

Aus den Figuren 35 und 36 geht zudem hervor, dass in den Profilen Stelli und Gafiental die Punkteschar der hier auftretenden Breccien eine relativ kleine Fläche bildet. Bei eher geringer Bankmächtigkeit sind die Komponenten relativ gross. Das *Aa*-Intervall weist in diesen Profilen den Hauptanteil eines Breccienzyklus auf (Fig. 33 oben). Breccien des Typus II und III kommen keine vor. Diese Tatsachen unterstreichen den proximalen Charakter dieser Profile.

4.2.2 Turbidit-Fazies

Detaillierte Schilderungen von Kalk-Turbiditen sind u. a. bei SCHOLLE (1971), bei COOK & TAYLOR (1977), bei REMANE (1970) sowie bei den auf Seite 50 erwähnten Autoren zu finden. Kennzeichnend für karbonatreiche Trübestrome ist u. a. die mangelhafte Ausbildung von Sedimentstrukturen und z. T. auch von Bodenmarken. Einteilungen in die BOUMA-Intervalle *ABCDE* sind jedoch in der Regel möglich.

In allen vier jurassischen Formationen der Falknis-Decke sind die Kalk-Turbidite überaus zahlreich. Während in der Sanalada-Formation diese Ablagerungen z. T. noch gut ausgebildete BOUMA-Intervalle aufweisen, ist dies in der Falknisbreccien-Formation weniger der Fall. In der Jes-Formation sind die Unterschiede zwischen Kalk-Turbidit und Contourit (siehe unten) häufig schwierig aufzuzeigen.

Die im folgenden Kapitel 4.3 besprochene Fazies-Analyse erfolgt nicht mittels verschiedener Turbidit-Fazien im Sinne von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975), sondern mit Lithofazies-Typen, welche je nach dem BOUMA-Intervall, mit welchem sie beginnen, eingeteilt wurden. Aus diesem Grund findet in diesem Kapitel nur eine kurze Charakterisierung der bei Kalk-Turbiditen auftretenden BOUMA-Intervalle statt. Eine ausführliche Beschreibung der Mikro- und Makrofazies der Turbidite in den einzelnen Formationen erfolgte im Kapitel 2 (Stratigraphie).

A-Intervall: Das gradierte Intervall tritt bei Feinbreccien und groben Kalksandsteinen auf. «Coarse tail grading» ist dabei häufiger als «distribution grading». Amalgamationen sind eher

selten. Verschiedentlich sind kleine Rinnenfüllungen von maximal einigen Dezimetern Tiefe und maximal einigen Metern Breite zu beobachten.

B-Intervall: Die untere Parallel-Lamination ist im Feld nicht immer gut zu erkennen. Das häufig schlecht ausgebildete C-Intervall verunmöglicht meist eine Unterscheidung in eine untere und eine obere Parallel-Lamination. Die mittlere, im Dünnschliff ermittelte KG beträgt durchschnittlich 0,35 mm (0,15 bis 0,5 mm), die maximale KG durchschnittlich 0,9 mm (0,4 bis 1,8 mm).

C-Intervall: Dieses Intervall ist in den mächtigen Kalksandstein-Abfolgen nur selten, in den dünnbankigen Kalk-Turbiditen hingegen recht häufig zu erkennen. Das Fehlen des C-Intervalles kann nach REMANE (1970) wahrscheinlich auf das geringe Thixotropie-Verhalten von Kalkschlämmen zurückgeführt werden. «Current ripple lamination» ist häufiger als «convolute lamination». Die mittlere KG (im Dünnschliff ermittelt) beträgt 0,25 mm.

D-Intervall: Die obere Parallel-Lamination ist meist gut ausgebildet, ist jedoch z. T. von der unteren schlecht zu unterscheiden. Die mittlere KG (im Dünnschliff ermittelt) beträgt durchschnittlich 0,1 mm.

E-Intervall: Das pelitische Intervall ist in den unteren drei Formationen sehr ausgeprägt, was darin begründet liegt, dass die Turbidite sehr viel Kalkschlamm mitgeführt haben. Gegen oben wird das pelitische Intervall zunehmend toniger (Fig. 11). Den Abschluss eines Turbidit-Zyklus bildet entweder eine dünne Tonschiefer-Lage oder aber eine dichte Kalkbank (Intervall F).

F-Intervall: Es entspricht dem unter 4.2.1 bereits besprochenen pelagischen Mikrit (Brecien-Intervall F) und wird nach VAN DER LINGEN (1969) als (hemi-)pelagisches Intervall bezeichnet.

Da in Kalk-Turbiditen Bodenmarken sehr oft schlecht ausgebildet sind, konnten nur wenig Messungen der *Schüttungsrichtungen* durchgeführt werden. In der Sanalada-Formation ermittelten wir eine Strömung aus Süd bis Südost.

Der *Transport-Mechanismus* von Turbiditen kann prinzipiell mit hoch- und mit niedrigkonzentrierten Strömen erklärt werden. Die meisten Ablagerungen in unseren Formationen gehören zu den erstgenannten: Das Sediment-Material wurde aus dem Bereitstellungsraum, z. B. durch einen Canyon in Form eines «debris flow», in das Becken transportiert, wo es als Turbidit weiterverfrachtet, d. h. «abgelöst» wurde (vgl. Fig. 37). Der turbiditische, obere Teil einer Falknisbreccien-Bank wurde in einem distaleren Bereich allein als Turbidit, ohne trägen, unteren Teil, abgelagert. Bänke, die nur DE- oder E-Intervalle aufweisen, können einerseits als verdünnte Phase von ursprünglich hochkonzentrierten Strömungen, andererseits auch als niederkonzentrierte (langsam fließende) Turbidite interpretiert werden (vgl. RUPKE 1977, HOMEWOOD & WINKLER 1977), welche z. B. durch Sturm-Ablagerungen im Schelf ausgelöst worden sind.

4.2.3 *Contourite*

Über Bodenströmungs-Sedimente oder -Ablagerungen (= Contourite) gibt es eine umfangreiche Literatur. Unterscheidungskriterien zwischen Turbiditen und Contouriten geben z. B. BOUMA & HOLLISTER (1973), BOUMA (1973) und STOW & LOWELL (1979). HESSE (1975) erwähnt jedoch richtigerweise, dass Unterscheidungen zwischen diesen beiden Ablagerungsmechanismen vor allem im Feld oft spekulativ seien.

In den älteren jurassischen Formationen der Falknis-Decke sind Anzeichen solcher Bodenströmungen selten oder überhaupt nicht vorhanden. Hingegen haben wir verschiedene Ablagerungen, vor allem der Jes-Formation, als solche interpretiert (vgl. Fig. 38). Sie gleichen den bei STOW (1979) abgebildeten Contouriten auffallend. Die vielen knolligen Hornstein-Bildungen der Jes-Formation wurden auf Grund der Dünnschliff-Untersuchungen als Bodenströmungs-Ablagerungen interpretiert (S. 89).



Fig. 38: Mikritischer Kalk mit leichter Lamination infolge (?) Bodenströmungen. Im oberen Teil der 10 cm mächtigen Bank: verkieselte Lage (Jes-Formation, Profil Jes, Westrätikon).

4.3 Fazies-Analyse

Nomenklatorisches: Die Fazies-Analyse in der Falknis-Decke basiert auf einer Einteilung in Lithofazies-Typen:

1. Ablagerungen, beginnend mit einem *Aa*-Intervall;
2. Ablagerungen, beginnend mit einem *Ab*-Intervall;
3. Ablagerungen, beginnend mit einem *B*, *C*, *D* oder *E*-Intervall;
4. Hemipelagische Ablagerungen.

Diese Zusammenstellung von Fazies-Typen auf Figur 39 zeigt, welche von diesen Einheiten die Sedimentation innerhalb einer Formation wesentlich geprägt hat und welches die Änderungen einzelner Profile innerhalb einer Formation waren. Megasequenzen und Bankmächtigkeiten wurden, soweit relevant, ebenfalls in die Fazies-Analyse einbezogen, während die Sand/Schiefer-Verhältnisse infolge des Kalkgehaltes der Turbidite nicht messbar waren. Die folgende Fazies-Analyse soll im Sinne von MUTTI (1979) lediglich zeigen, in welcher ursprünglichen Lage des Ablagerungsfächers sich die Formation befunden haben kann (Gebiet der Verteilung, der Ablagerung oder Tiefsee-Ebene). Auf die Frage der Fächerbildung und der Entwicklung der Sedimentation im Falknis-Raum wird im nächsten Kapitel eingegangen.

4.3.1 Panier-Formation

Fazies-Typen (Fig. 39): Trotz der geringen Anzahl von Turbidit-Zyklen (ca. 20–40, je nach Profil) ist gegen Norden zahlenmässig eine Abnahme der *A*-Intervalle und eine Zunahme der *BCDE*-Intervalle festzustellen. Leichtes «thickening- and coarsening-upward» ist vorhanden (Taf. I).

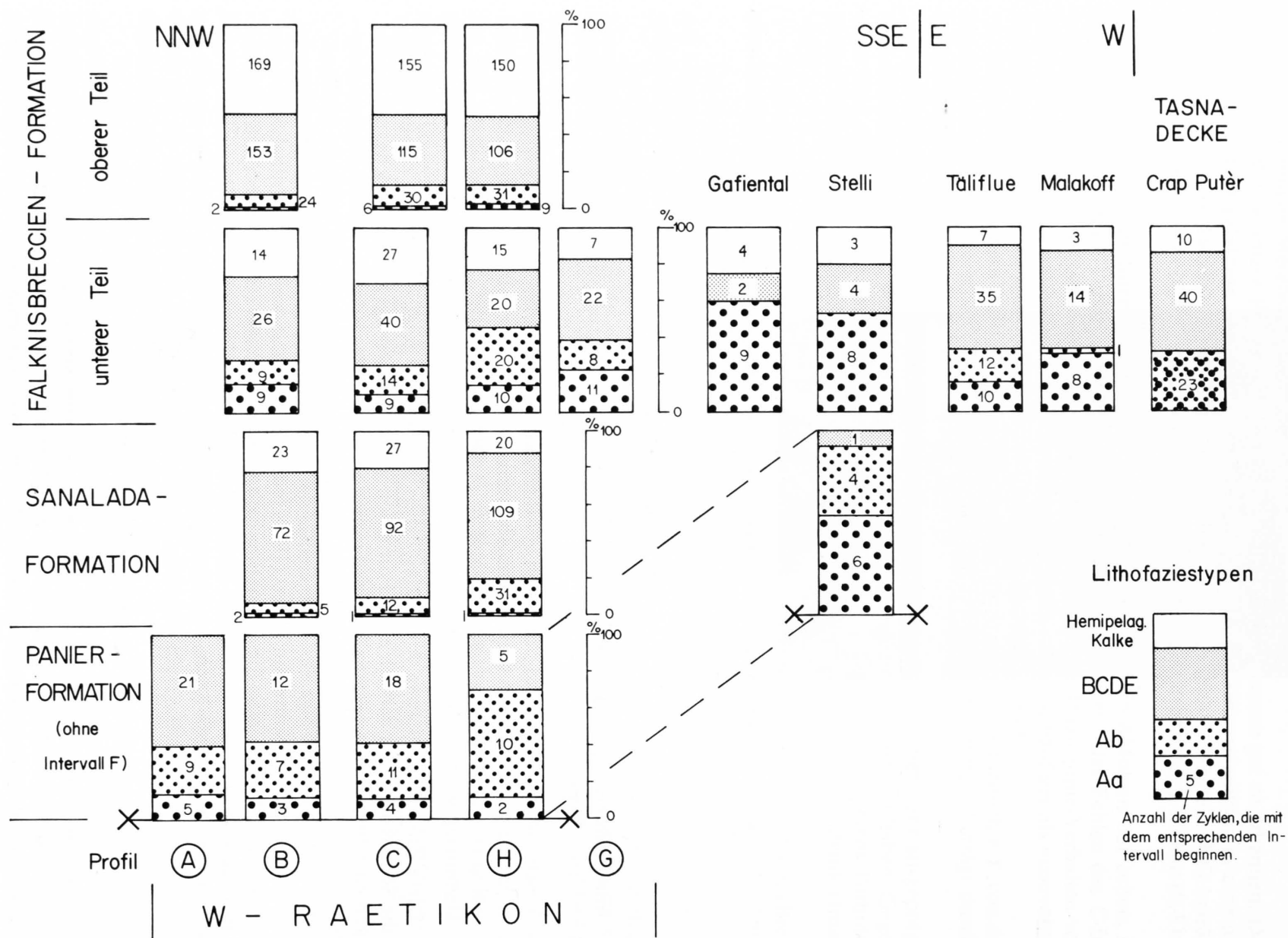


Fig. 39: Prozentuale Aufteilung der Lithofazies-Typen in verschiedenen Profilen der Panier-, Sanalada- und der Falknisbreccien-Formation.

Fazies-Assoziation: Die Sedimente der Panier-Formation werden im eventuell leicht progradierenden, mittleren Abschnitt eines Fan eingeordnet, wobei die Aufschlüsse im Süden des Westrätikons und am Stelli etwas proximaler gelegen sind.

4.3.2 Sanalada-Formation

Fazies-Typen: Die nur im Westrätikon auftretende Sanalada-Formation ist eine echte Flysch-Abfolge mit etwa 100 (im Norden) bis 160 Zyklen (im Süden). Die Anzahl von Zyklen, die mit einem *A*-Intervall beginnen, ist relativ klein und ist im Süden etwas häufiger als im Norden.

Fazies-Assoziation: Die Sanalada-Formation befindet sich im distalen Bereich eines Fan, im Gebiet der Akkumulation (MUTTI 1979). Das südwestlichste Tschingel-Profil war dabei vermutlich etwas proximaler gelegen als die übrigen.

4.3.3 Falknisbreccien-Formation (unterer Teil)

Fazies-Typen: Der untere Teil der Falknisbreccien-Formation liefert mit seinen mächtigen Breccien-Schüttungen wohl die wichtigsten Indizien für die Fazies-Analyse und die Paläogeographie innerhalb der Jura-Sedimente der Falknis-Decke. Die auf Figur 32 pro Breccienbank (> 50 cm) aufgeführte prozentuale Unterteilung pro Intervall wurde auf Figur 33 zusammenfassend aufgeführt. Daraus sowie aus Figur 39, wo sämtliche Zyklen berücksichtigt wurden, geht deutlich die prozentuale Abnahme der *A*-Intervalle von SE (Stelli) nach NW (Westrätikon) hervor – dies unter gleichzeitiger Zunahme der Turbidit-Zyklen ohne *A*-Intervall. Während im Stelli-Gebiet 15 Zyklen gezählt wurden, waren es im Gürgaletsch-Gebiet 26 bis 64 und im Westrätikon 48 im Süden und 90 im Norden.

Fazies-Assoziation: Die Sedimente des unteren Teils der Falknisbreccien-Formation sind in den Westrätikon-Profilen, im Gürgaletsch-Gebiet und im Unterengadin in einen *mittleren Teil* eines Fan einzuordnen. Obschon nach den Fazies-Modellen von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), WALKER (1978) und SURLYK (1978) den Falknis-Sedimenten analoge Breccien und Konglomerate («debris flow») einzig als Channel-Ablagerungen im obersten Teil eines Fan oder sogar als echte Canyon-Sedimente betrachtet werden, trifft dies auf die oben erwähnten Profile der unteren Falknisbreccien-Formation nicht zu. Es fehlen Merkmale wie beispielsweise das für diese Fazies typische «fining- and thinning-upward» (im apenninischen «Marnoso arenacea» ist dies nach RICCI LUCCHI 1975 nur für knapp 80% aller Channel-Ablagerungen gültig). Es fehlen häufige Amalgamierungen und es fehlen vor allem echte Erosionserscheinungen, wie sie in einem Verteilungssystem sonst sehr häufig sind (NELSON & KULM 1973 erwähnen allerdings «depositional channels», die keine Erosionserscheinungen aufweisen). Die einzelnen Breccienzyklen sind zudem immer wieder von distaleren Turbiditen und selbst recht häufig von Hemipelagiten unterbrochen. Auch sind die gleichen Breccienbänke über viele Kilometer zu verfolgen (vgl. Taf. II). Innerhalb des Westrätikons sind die Profile der Tschingel-Schuppe am proximalsten gelegen. Die sich dicht folgenden und z. T. amalgamierten Bänke zeigen die unmittelbare Nähe eines Verteilungssystems an.

Die Profile Stelli, Gafiental und Soppen hingegen werden als Ablagerungen im Verteilungssystem interpretiert – dies, obschon tektonische Komplikationen eine Interpretation im Feld erschweren. Die verschiedenen sedimentologischen Analysen sowie die Tatsache, dass die Aufschlüsse z. B. am Stelli auf der einen Seite sehr schnell auskeilen und dann über mehrere 100 m nicht mehr vorhanden sind (während die Schichten im Hangenden in vollständiger

Schichtreihe weiterziehen !), sprechen eher für eine Ablagerung in einer Vertiefung im Verteilungssystem als für eine rein tektonische Boudinierung. Möglicherweise handelt es sich bei den erwähnten Profilen um Ablagerungen in einer breiten Rinne (oder mehreren Rinnen).

4.3.4 Falknisbreccien-Formation (oberer Teil)

Fazies-Typen: Nach der statistischen Auswertung der Fazies-Typen im Westrätikon sind die turbiditischen und (hemi-)pelagischen Ablagerungen etwa gleich häufig vertreten. Die Anzahl der Breccien und Turbidite mit einem *A*-Intervall ist dagegen klein und nimmt von SE nach NW ab. Ein Teil der feindetritischen Ablagerungen – hier als Turbidite betrachtet – könnte eventuell auch als Contourite interpretiert werden.

Fazies-Assoziation: Die Aufschlüsse des Westrätikons liegen in einem Grenzbereich zwischen dem distalsten Bereich eines Fans und der Tiefsee-Ebene. Die mächtige oberste Falknis-Breccie ist als Ereignis von einmaliger Intensität zu werten. Sie ist vermutlich über den ganzen Fan-Bereich bis in die Tiefsee vorgestossen.

4.3.5 Jes-Formation

Fazies-Typen: Eine genaue statistische Auswertung der Lithofazies-Typen der relativ monotonen Jes-Formation wurde nur im Typus-Profil durchgeführt, doch sind die Verhältnisse in den übrigen Profilen ähnlich. 23 Zyklen (3%) beginnen mit einem *A*-Intervall, ca. 220 (33%) mit einem *B*-, *C*-, *D*- oder *E*-Intervall und ca. 430 Bänke (64%) wurden als Hemipelagite interpretiert. Mögliche Contourite wurden hier zu den Turbidit-Zyklen gerechnet.

Fazies-Assoziation: Hauptsächlichste Sedimente sind Ablagerungen der Tiefsee, die hin und wieder von einem etwas gröberen, kalkigen Trübestrom erreicht wurde.

4.4 Fazies-Interpretation und Bathymetrie

Die zu Beginn dieses Kapitels erwähnten Modelle eines Ablagerungsraumes basieren auf Analysen in einem Becken, das geprägt ist durch Hinterland, Bereitstellungsraum, Beckentiefe, Beckenachse etc. Übergänge zwischen den einzelnen Modellen oder neue Vorstellungen sind möglich, ja sogar wahrscheinlich (vgl. STANLEY & BERTRAND 1979). Bei der vorliegenden Fazies-Interpretation zeigte es sich, dass einige Anzeichen für die Anwendung bekannter Modelle sprechen, z. B. kontinuierliche Ablagerungen von Trübe- und Trägheitsströmen, Auftreten von Megazyklen, proximale (evtl. kanalisiert) und distale Ablagerungsgebiete. Die Tatsache hingegen, dass mächtige Breccienzyklen in einem nicht kanalisierten Abschnitt eines Fächers, in einem Bereich ohne Erosion über Distanzen von mehr als 20 km abgelagert worden sind, stimmt mit den Modell-Vorstellungen nicht überein.

Die Faktoren, welche die Fazies des Falknis-Beckens beeinflusst und kontrolliert haben, werden im Kapitel 4.5 diskutiert. Die folgende Interpretation der Fazies und der Bathymetrie stützt sich auf die Resultate der Fazies-Analysen sowie der Stratigraphie (Kap. 2).

Der Falknis-Trog hat vom Lias bis in den Dogger stark subsidiert, eventuell bis unter die Calcit-Kompensationstiefe (CCD). Im untersten Malm wurde vorerst ein Tiefsee-Fächer aufgebaut (Panier-Formation), wobei sich alle Aufschlüsse der Falknis-Decke in einem mittleren Bereich dieses Fächers befanden. Die Gesteine der Sanalada-Formation im Hangenden deuten auf einen distalen Ablagerungsbereich im Falknis-Fächer hin. Ein systematischer Aufbau des

Fächers wurde in der Folge gestört einerseits durch intensive Kalk-Sedimentation von pelagischen Ablagerungen bereits in der Sanalada-Formation und später in der Falknisbreccien-Formation, andererseits durch hochkonzentrierte, energiereiche Breccien-Schüttungen in der unteren Falknisbreccien-Formation. Eine relativ ruhige pelagische Kalk-Sedimentation mit einigen Turbidit-Ablagerungen sowie mit Contouriten in der Jes-Formation schlossen den Jura-Abschnitt im Falknis-Trog ab.

Dieser Wechsel von den kalkfreien Dogger-Ablagerungen in die pelagischen Kalke des obersten Malm ist einerseits auf eine Auffüllung des Falknis-Troges über die CCD zurückzuführen, andererseits auch auf langzeitliche Schwankungen dieses Calcit-Kompensationsniveaus. Nach den Vorstellungen von BOSELLINI & WINTERER (1975) lag dieses im Tethys-Bereich vom Lias bis in den mittleren Malm in einer Tiefe von ca. 2500 m, worauf bis zur Jura/Kreide-Grenze eine rasche Absenkung der CCD bis auf 4500 m erfolgte.

4.5 Faktoren der Sedimentation

Fazies-Analysen und -Interpretation haben gezeigt, dass sich die jurassischen Sedimente des Falknis-Troges nicht ohne weiteres in die bekannten Fächermodelle einordnen lassen. Es stellt sich im folgenden die Frage, welche Faktoren wie stark die Entwicklung dieses Falknis-Fächers beeinflusst haben.

4.5.1 Tektonik

Breccien-Schüttungen in der obersten Panier-Formation sowie vor allem in der unteren Falknisbreccien-Formation weisen auf tektonische Bewegungen im Hinterland hin. Welcher Art diese tektonischen Aktivitäten waren, ist nicht bekannt. Sie stehen im Zusammenhang mit der penninischen Dilatationsphase (vgl. z. B. TRÜMPY 1975 a), welche im Jura zu einer Öffnung des peninischen Ozeans führte. Die Hebung des Falknis-Hinterlandes war im oberen Malm besonders stark, was sich in den mächtigen, Kristallin führenden Falknis-Breccien mit den gerundeten Geröllen deutlich ausdrückt.

4.5.2 Meeresspiegel-Schwankungen

HOMEWOOD & WINKLER (1977) haben gezeigt, dass im Malm der Préalpes médianes das plötzliche Auftreten von Calpionellen und die gleichzeitige Abnahme der detritischen Karbonat-Sedimente mit Meeresspiegel-Schwankungen erklärt werden können. In der Tat ist auch im Falknis-Trog mit der Abnahme der groben Schüttungen der Falknisbreccien-Formation das plötzliche Auftreten von Calpionellen in den Kalken der Jes-Formation festzustellen. Nach VAIL et al. (1977) fand im obersten Jura eine Absenkung des Meeresniveaus statt. Dies bewirkte, dass im Falknis-Raum der Plattformbereich über das Meeresniveau zu liegen kam, worauf ein Nachlassen der karbonatreichen Breccien in allen Profilen erfolgte. Die etwas geringere Bekkentiefe führte dann zum erstmaligen Auftreten von Calpionellen. Einzig im Jura der Tasna-Decke kamen im Malm infolge grösserer Tiefe vorerst kalkfreie Sedimente und schliesslich pelagische Kalke ohne Calpionellen zur Ablagerung.

Der plötzliche Abbruch des Fächeraufbaus im Falknis-Raum ist vermutlich auf die erwähnte Meeresspiegel-Senkung zurückzuführen, welche im Zusammenhang mit einem Nachlassen der tektonischen Aktivität im Hinterland stehen dürfte.

4.5.3 Änderung der Calcit-Kompensationstiefe

Die unter 4.4 erwähnte Absenkung der CCD von 2500 m im mittleren Malm auf 4500 m an der Jura/Kreide-Grenze bewirkte eine kontinuierliche kalkreichere Sedimentation der «autochthonen» Ablagerungen. Dies dürfte zur Störung und Unterbrechung des Aufbaus eines Falknis-Tiefseefächers geführt haben.

4.5.4 Liefergebiet

Die Beschreibung der Petrographie der Gerölle der Falknis-Breccien sowie die vermutliche Ausbildung des Liefergebietes erfolgt im Kapitel 6.1. Aus diesen Untersuchungen geht auch hervor, dass während der groben Ablagerungen der Falknisbreccien-Formation keine Änderung des Liefergebietes festzustellen ist. Die Breccien der Panier-Formation zeigen mit einem etwas grösseren Anteil an Sediment-Komponenten eine nur unwesentlich andere Beschaffenheit des Liefergebietes.

Analysen des Komponentenbestandes der Falknis-Breccien sowie Schwermineral-Analysen (vgl. Kapitel 6.2) lassen darauf schliessen, dass die Falknis-Breccien aller Lokaltäten aus einem gleichartigen Liefergebiet geschüttet worden sind.

Das Liefergebiet wies wahrscheinlich eine vorwiegend aus Kristallin bestehende Steilküste auf, was aus den z. T. mehreren Metern grossen, eckigen Kristallin-Komponenten geschlossen werden kann. Auf der andern Seite sind die vielen z. T. gut gerundeten, kopfgrossen Kristallin-Gerölle entweder auf einen «longshore»-Transport in einer Brandungszone oder, was wir eher vermuten, auf einen Transport durch einen Fluss zurückzuführen. Im letzteren Falle müsste für dieses Falknis-Liefergebiet eine Ausdehnung in der Grössenordnung von mindestens 50 km angenommen werden. Ob es sich dabei um eine Insel gehandelt hat oder um kontinentales Festland, hängt schliesslich von der paläogeographischen Position der Falknis-Decke ab (vgl. ausführliche Diskussion im Kapitel 10).

5. Paläogeographie des Jura der Falknis-Tasna-Decke

Um ein ungefähres Bild von der Paläogeographie des Falknis-Tasna-Raumes zu erhalten, wurden sowohl die Ergebnisse der Stratigraphie als auch der Sedimentologie und der Tektonik in Betracht gezogen. Dafür war vorerst eine *schematische palinspastische Abwicklung* notwendig. Auf Figur 40 (links) ist zu erkennen, dass die Falknis-Decke nur im Westrätikon, im Gebiet zwischen Klosters und Gafiental, im Stelli-Gebiet und am Gürgaletsch einigermassen normale Mächtigkeit aufweist. An den andern Orten ist sie oft vollständig oder bis auf wenige Meter dicke Späne tektonisch ausgedünnt. Für das palinspastische Schema wurden die Aufschlüsse von grösserer Mächtigkeit aneinandergesetzt, indem Ausdünnungen sowohl infolge eines S-N-Schubes wie auch eines (? nachträglichen) E-W-gerichteten Schubes (z. B. Gürgaletsch) berücksichtigt wurden. Das resultierende Schema des Falknis-Ablagerungsraumes ist sehr hypothetisch. Die ursprüngliche Lage der Tasna-Decke wird vor allem auf Grund von sedimentologischen und faziellen Evidenzen (siehe Kap. 3.7) ungefähr im NE des Falknis-Troges lokalisiert, was mit den paläogeographischen Skizzen von TRÜMPY (1969) und von HESSE (1973) übereinstimmt.

Lias: Die wenigen Lias-Aufschlüsse mit Belemniten führenden, spätigen Kalken deuten auf einen neritischen Schwellenbereich hin, wobei lokale Breccien (z. B. Steinsberger Lias) auf beginnende Bildung eines Beckenreliefs deuten.

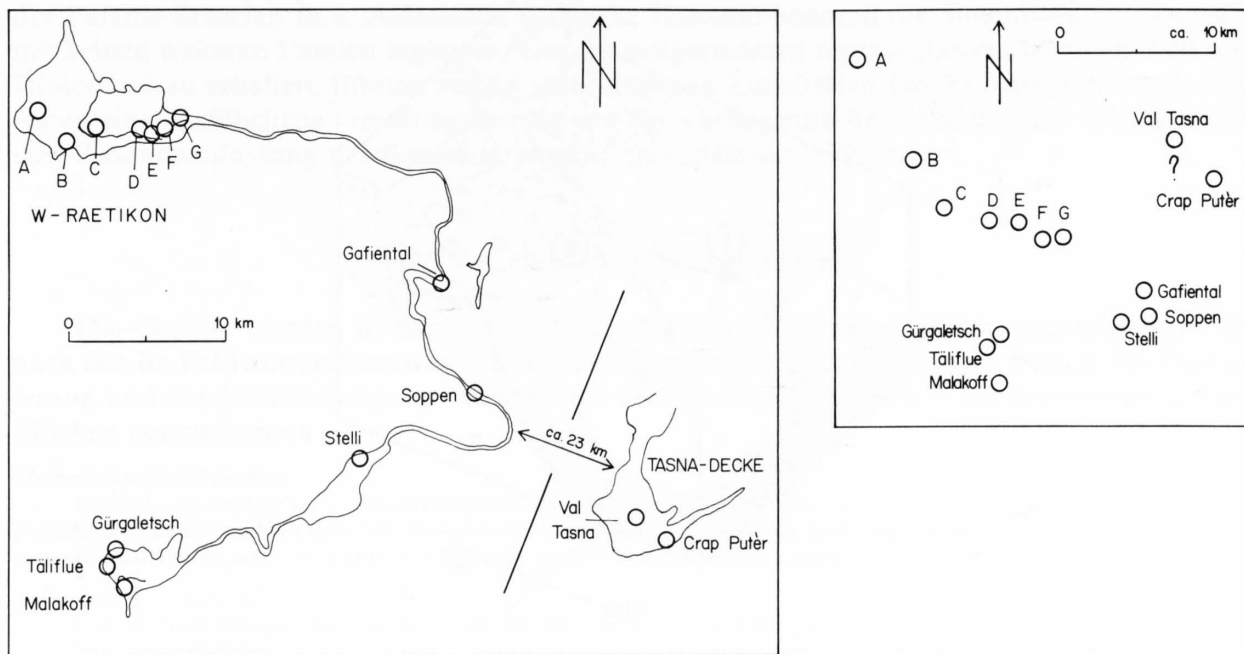


Fig. 40: Aufschlüsse der Falknis-Decke (links), zusammengefügt zu einem ungefähren palinspastischen Schema des Falknis-Ablagerungsraumes (rechts).

Panier-Formation: Eventuell bereits im Lias, sicher aber im Dogger ist es zu einer starken Subsidenz mit Ablagerung von schwarzen Schiefern gekommen. Im oberen Dogger und im untersten Malm ist ein zunehmender detritischer Einfluss ungefähr von Süden zu registrieren: vorerst durch dünne, turbiditische Sandsteinbänke, allmählich durch etwas progradierende Breccien-Abfolgen. Flyschartiger «Lias-Dogger» im Unterengadin dürfte möglicherweise zum gleichen Schüttungszentrum gehören.

Sanalada-Formation: Die Sanalada-Formation ist nur im Westrätikon sicher zu erkennen, wo sie einen kleinen, etwa SE–NW gerichteten Fächer bildet. Im Gafiental, am Stelli, am Gurgaletsch und im Unterengadin folgen unmittelbar über schwarzen Schiefern (z. T. mit Breccien und Sandsteinen) der Panier-Formation die Breccien der Falknisbreccien-Formation. Auf Grund unserer Untersuchungen vermuten wir, dass die Formation im Süden (Gafiental, Stelli) weitgehend erodiert worden ist (Canyons). Ein fazieller Übergang der Sanalada-Formation gegen Süden in eine proximale Fazies von Falknis-Breccien scheint uns wenig wahrscheinlich. Für ersteres spricht, dass die Falknis-Breccien vor allem in den distaleren Profilen (Westrätikon) sehr viel aufgearbeitetes Material führen, das der Fazies der Sanalada-Formation entspricht. Dafür spricht auch, dass die ersten Breccien der Falknisbreccien-Formation in allen Profilen die charakteristische *Clypeina jurassica* führen. Das erstmalige Erscheinen dieser Alge ist in unseren Profilen synchron und als Leithorizont zu interpretieren.

Unterer Teil der Falknisbreccien-Formation (Fig. 41): Im untersten Teil der Falknisbreccien-Formation hat sich ein Schüttungsfächer aufgebaut. Das vorwiegend kristalline, durch einen Fluss (evtl. auch nur an einer Brandung) gerundete Trümmersmaterial stammt aus einem subaerisch verwitterndem Hinterland und wurde von einer Steilküste (vgl. Kap. 6.1.7) in einen Bereitstellungsbereich in einem plattformnahen Gebiet transportiert. Zusammen mit viel neritischem Material (u. a. mit vielen halbverfestigten Plattform-Kalken) fuhr das klastische Material vermutlich grösstenteils durch einen Canyon (Stelli, Gafiental) in das Becken. Dabei wurde sehr viel (z. T. älteres) Material erodiert, und die kalkreichen Breccien fuhren in Form eines «debris flow» bis weit in das Becken hinaus. Die Hauptschüttungsachse verlief – auf Grund von Korn-

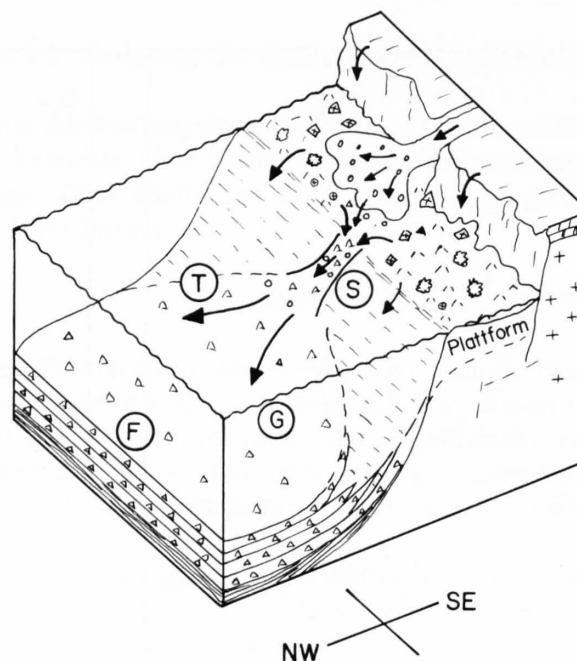


Fig. 41: Schematische Skizze der Breccienbildung mit Liefergebiet und Ablagerungsraum zur Zeit der Falknisbreccien-Formation.

Profile: F = Falknis, G = Gürgaletsch, S = Stelli, T = Tasna.

größen-Vergleichen ermittelt – etwa SE–NW. Zwischen den groben Breccien sind neben feineren Turbiditen immer wieder pelagische Kalke gelagert. Die Aufschlüsse im Tasna-Gebiet lassen im südlicheren Bereich (Crap Putèr) einen distalen oder randlichen Einfluss des Falknisbreccien-Fans vermuten, während im nördlichen Bereich die pelagische Sedimentation (u. a. mit roten und grünen Tonschiefern) überwog.

Oberer Teil der Falknisbreccien-Formation: Ein allmähliches Nachlassen der detritischen Sedimentation in allen Gebieten ist kennzeichnend. Die pelagischen Ablagerungen dominierten über distale Turbidite mit einzelnen Breccien.

Jes-Formation: Im obersten Malm kam es auch in Gebieten des ursprünglichen Verteilungssystems (Stelli–Gafiental) zur Sedimentation von mächtigen Abfolgen von pelagischen Kalken, die unterbrochen wurden von seltenen, vermutlich mehrfach mobilisierten Breccien, von distalen Turbiditen und von Contouriten. An der Grenze zum kretazischen Neokom-Flysch ist eine Zunahme der detritischen Sedimentation festzustellen.

6. Sedimentpetrographische Studien in den Jura-Breccien der Falknis-Decke

6.1. Makro- und mikroskopischer Komponentenbestand der Falknis-Breccien

6.1.1. Allgemeines

Die auffallenden Falknis-Breccien fanden schon früh Erwähnung in der Literatur, insbesondere wegen der Vielfalt der Kristallin-Gerölle. TARNUZZER gab 1894 und 1898 eine umfangreiche erste Liste von verschiedenen Geröllen aus dem Rätikon und vom Gürgaletsch-Gebiet an, die nachher von D. TRÜMPY (1916) ausführlich ergänzt worden ist. Die späteren Bearbeiter

der Falknis-Breccien (u. a. ALLEMANN, CADISCH, HÄFNER) konnten die Sammlung von TRÜMPY mit keinen weiteren Funden ergänzen. Um ein einigermaßen repräsentatives Bild vom Falknis-Hinterland zu erhalten, führten wir an verschiedenen Lokalitäten Geröll-Analysen durch und legten eine ausführliche Geröll-Sammlung an. Die vorliegende Beschreibung der Gerölle stellt eine Zusammenfassung der Resultate unserer Dissertation (1979) dar.

6.1.2 Geröll-Analysen (vgl. Fig. 42)

Die Gerölle wurden in den Analysen in einzelne Gesteinskategorien unterteilt, die sich nach den im Feld anwendbaren ersten Bestimmungsmöglichkeiten richteten. Wegen der Verwitterung und der Versinterung der Aufschlüsse wurden die Analysen z. T. an heruntergestürzten Blöcken vorgenommen.

Methode der Geröll-Analyse

Die Zählung erfolgte auf angewitterter Oberfläche. Auf einem Block wurde im Abstand von 10 cm ein Netz von Linien gezeichnet. Gezählt wurden diejenigen Komponenten, die sich gerade auf dem Kreuzungspunkt der Linien befanden. Komponenten, die kleiner als 5 cm waren, wurden nicht gezählt, da sie nur selten genauer bestimmbar waren.

Bemerkungen zu Figur 42

- Die Analysen erfolgten ausschliesslich an den Breccien der Falknisbreccien-Formation, und zwar in der Regel an der Basis einer Abfolge.
- Intraklaste wurden nicht in die Zählung einbezogen. Extraklaste wurden nur mitgezählt, wenn es sich um vollständig lithifizierte Komponenten von älteren Schichten handelte.
- Die Unterscheidung von Graniten und Granitporphyren war, insbesondere bei stärker verwitterten Blöcken, oft schwierig.
- Der hohe Anteil von Gneis-Komponenten am Gürgaletsch–Malakoff ist zum Teil darauf zurückzuführen, dass alpin verschieferte Granit-Komponenten im Feld als «Gneise» angesprochen wurden.

6.1.3 Kristalline Komponenten

Wie aus Figur 42 hervorgeht, bestehen die Gerölle der Falknis-Breccien zu 88% (max. 95%) aus kristallinen Trümmern. Diese wurden in der Geröll-Analyse grob in verschiedene Komponenten-Kategorien eingeteilt: Porphyroide, Granitoide, Granitporphyre, Gneise, kristalline Schiefer und Übrige.

6.1.3.1 Porphyroide (inkl. tuffogene Gesteine)

Porphyroide sind, nach unseren statistischen Geröll-Untersuchungen, am häufigsten vertreten (30%). Wir unterscheiden folgende vier Gesteinstypen: Quarzporphyre, Quarzporphyrite, Porphyrite und tuffogene Gesteine. Über den Häufigkeitswert der einzelnen Gesteine lässt sich statistisch nichts Exaktes sagen, da eine genaue Unterscheidung im Feld häufig nicht möglich ist. Die basischen Porphyrite und die tuffogenen Gesteine treten aber gegenüber den sauren Porphyren eher zurück (etwa 10–20% aller Porphyroide). Ein Grossteil der Porphyroid-Gerölle kann, wie die unterostalpinen Nair-Porphyroide (FINGER 1978), ebenfalls als stratifizierte Ignimbrite betrachtet werden.

Quarzporphyre (Rhyolite, Rhyodacite) treten am häufigsten auf. Sie sind grünlichgrau bis grün, seltener weiss bis hellgrau. Die Grundmasse ist sehr fein und dicht; als Einsprenglinge sind bis 5 mm grosse Quarze häufiger als Feldpäte. Dunkle Porphyroblasten sind selten. Im Stelli-Profil weisen die Quarzporphyr-Gerölle eine gute Rundung auf. Im Falknis-Gebiet wurde ein einzelner roter Quarzporphyr (aus einem Gang ?) gefunden.

Porphyrite (Andesitporphyrite) sind von hellgrüner, seltener graugrüner Farbe und häufig leicht verschiefert. Die Grundmasse führt viele kleine, dunkle, seltener weisse Einsprenglinge.

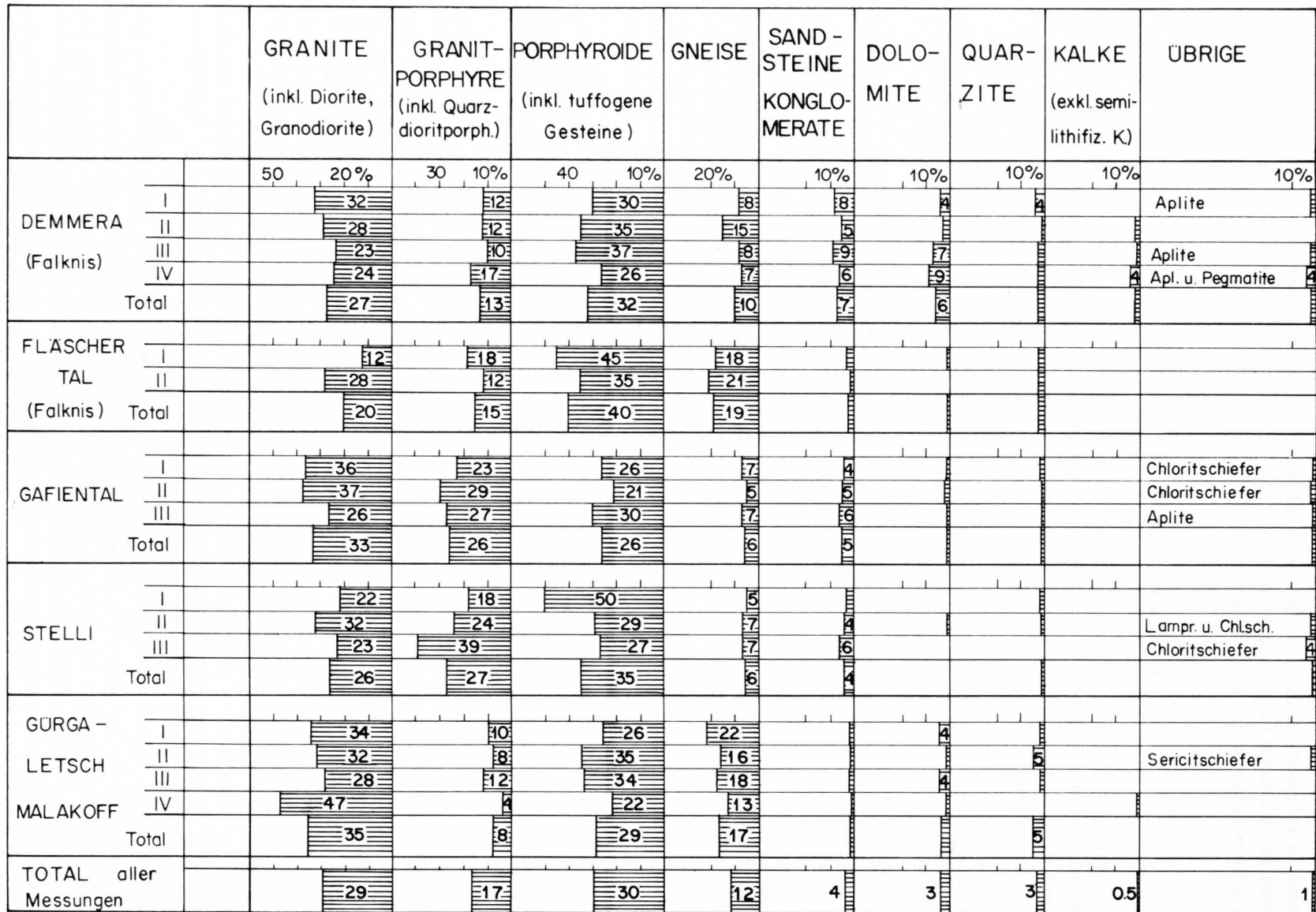


Fig. 42: Geröll-Analysen von Falknis-Breccien. Erklärung im Text.

Die Plagioklas-Porphyroblasten sind meist grün und daher makroskopisch nur schlecht erkennbar. Die Porphyrit-Gerölle sind infolge der Schieferung meist klein, d.h. kaum grösser als 10 cm. Im Dünnschliff fallen die femischen Einsprenglinge auf, welche pseudomorph nach Augit oder Amphibol sind (vgl. D. TRÜMPY 1916 und GRUNER 1979).

Tuffogene Gesteine sind relativ selten und führen in einer kryptokristallinen Grundmasse Einsprenglinge, die aus basischem Plagioklas bestehen. Häufig sind die tuffogenen Gesteine nachträglich zu Sericit-Chloritschiefer umgewandelt worden.

Daneben wurde auch ein Quarzporphyr-Tuff (Dacit-Tuff) mit Quarz, Plagioklas und Gesteinsbruchstücken als Einsprenglinge sowie eine tuffogene, vulkanische Breccie mit Quarzporphyren und Quarzporphyriten als Komponenten gefunden.

6.1.3.2 Granitoide (inkl. Grano- und Quarzdiorite und Diorite)

Die unter der Komponenten-Kategorie «Granitoide» bestimmten Gerölle sind mit 29% als Komponenten vertreten. Weitaus am häufigsten sind dabei typische grüne bis türkisgrüne *Granite* bis *Granodiorite*, die auch die grössten Komponenten in den Breccien bilden (max. 6 m). Es ist dies ein granoblastisches, fein- bis mittelkörniges Gestein, dessen Feldspäte stark vergrünt sind. Die grösseren Blöcke sind eher grobkörnig und von auffallend türkisgrüner bis fast dunkelgrüner Farbe mit grossen bronzefarbenen Biotiten und einzelnen bis 2 ½ cm grossen Kalifeldspat-Porphyroblasten. Auf Grund der mikroskopischen Daten können diese Gerölle als Granite bis Granodiorite bezeichnet werden. Neben diesen typischen Graniten tritt bisweilen, vor allem in den oberen Breccien-Schüttungen, ein weisser Granit bis Granodiorit auf, der z. T. recht viel dunklen Biotit führt. Sehr selten findet sich ein Granit mit fleischroten Kalifeldspäten. Ebenso von untergeordneter Bedeutung sind mittelkörnige Quarzdiorite, feinkörnige Diorite sowie aplitische Granite.

6.1.3.3 Granitporphyre

Granitporphyre treten in der Geröllzählung zu 17% auf. Deutlich herrscht dieses Gestein in den Profilen Gafiental und Stelli vor (26% bzw. 27%). Es handelt sich nach den Dünnschliff-Untersuchungen meistens um Granitporphyre bis Dioritporphyrite. Im Feld waren zwei Varietäten festzustellen.

Die *erste Varietät* tritt besonders auffällig in den beiden oben genannten Profilen auf, wo diese Komponenten bis zu 50 cm gross werden und ausgezeichnet gerundet sind. In einer grau-grünen, feinkörnigen Grundmasse mit knapp wahrnehmbaren Einzelkörnern spriessen, in Grössen bis zu 1 ½ cm, vorwiegend Plagioklas-Porphyroblasten. Auf Grund der Dünnschliff-Beobachtungen kann eine subvulkanische Genese dieses Gesteins angenommen werden, obschon es eine grosse Ähnlichkeit mit paläozoischen Arkosen aufweist. Die *zweite Varietät* ist etwas seltener und unterscheidet sich von der ersten vor allem durch die feinere Grundmasse (30–100 µ) und durch die geringere Grösse der Einsprenglinge.

6.1.3.4 Gneise

Gneise sind als Komponenten mit 12% vertreten, am häufigsten im Fläscher Tal (19%). Sie haben in der Regel einen eher kleinen Durchmesser. *Biotit-Plagioklasgneise* von braun- bis weinroter Farbe sind am häufigsten. Es treten sowohl massige wie auch schiefrige Varietäten auf. *Muskowitgneise* (Zweiglimmergneise) von grünlicher bis gräulicher Farbe sind fast ebenso

häufig. Feinkörnige Varietäten wurden als Sericit-Albitgneise bezeichnet. *Chlorit-Sericitgneise* von grünlicher Farbe und recht massiger Ausbildung treten untergeordnet auf.

In der Demmera (Liechtenstein) fanden wir einen gebänderten Hornblendegneis (ca. 30% Amphibol). Im Gürgaletsch-Gebiet sowie in der Tasna-Decke wurden viele Granit-Komponenten während der alpinen Metamorphose verschiefert, so dass wir sie als «Gneise» ansprachen.

6.1.3.5 *Kristalline Schiefer*

Biotitphyllite von weinroter Farbe, weissgrüne Sericitschiefer sowie grau- bis dunkelgrüne, altkristalline Sericitschiefer sind die hauptsächlichsten Gesteine in dieser seltenen Geröllklasse.

6.1.3.6 *Übrige kristalline Komponenten*

Weisse, feinkörnige Aplite, Pegmatite (mit Phlogopit), dunkelgrüne Lamprophyre und graue Marmore sind nur akzessorisch zu finden.

6.1.4 *Sedimentäre Trümmer* (durchschnittlicher Anteil: 12%)

Sandsteine, Kalksandsteine und Breccien (durchschnittlicher Anteil 4%): Am häufigsten tritt ein mittel- bis grobkörniger, bräunlich verwitternder Sandstein bzw. Kalksandstein mit vielen Muscheln auf (Lias ?). Seltener sind Kalksandsteine mit Sediment-Strukturen. Vereinzelt findet man polygene Breccien mit z.T. angerundeten Porphyr-, Granit-, Quarzit- und Gneis-Komponenten und mit einer sandigen, z.T. rötlichen Matrix. Die Breccien sind vergleichbar mit Breccientypen aus der unterostalpinen Saluver-Formation (Dogger, vgl. FINGER 1978 und Kap. 9.4).

Quarzite: Quarzite sind sehr auffällig, treten aber nur untergeordnet auf (3%). Es finden sich weisse, selten hellgrüne oder rötliche, mittelkörnige Quarzite, bei denen es sich um Buntsandstein handeln könnte.

Dolomite kommen durchschnittlich zu 3% vor, bei einem Maximum von 6% in einer distalen Breccie in der Demmera. Einzelne Breccienbänke können in ihrem oberen feinbrecciösen Teil (den wir nie in eine Geröll-Analyse einbezogen haben) dank ihrer geringeren Dichte oft zu 20–30% aus Dolomit-Komponenten bestehen. Die meist feinkörnigen, gerundeten Dolomit-Gerölle sind von unterschiedlich intensiver ockergelber bis rötlichbrauner Farbe und werden z.T. bis zu 20–30 cm gross.

Kalke (0,5%): Am häufigsten sind hier die rötlichen Echinodermen-Spatkalke mit bis zu 2 mm grossen Echinodermen-Trümmern. Seltener sind Gerölle von kleinen schwarzen Kalken (Mikrite) sowie von lithifizierten grauen Kalken. Es dürfte sich hier um Gesteine liasischen Alters handeln.

Akzessorien: Nur sporadisch fanden wir schwarze, kompakte und leicht rostig verwitternde Tonschiefer eventuell paläozoischen Alters.

6.1.5 *Rundung, Grösse und Verteilung der Komponenten*

Rundung: Vor allem in den Profilen am Stelli, im Gafiental und am Soppen ist ein grosser Teil der Kristallin-Gerölle gut gerundet. CADISCH (1921) sprach sogar von einem «Falkniskonglomerat» am Stelli. Verschiedene Gerölle, vor allem die Granitporphyre und die sauren Porphyroide, sind z.T. fast kugelig bis gerundet (vgl. Fig. 43).



Fig. 43: Falknis-Breccie aus dem Profil Stelli (Mittelbünden): Zum Teil gut gerundete Kristallin-Gerölle.

Grösse der Komponenten: Die *Granit*-Gerölle stellen an allen Lokalitäten die weitaus grössten Komponenten: Sowohl am Malakoff (6,6 m auf 2,8 m, verschiedene über 2 m) als auch in der Tschingel-Schuppe (5,6 m auf 1 m, diverse um 2–3 m), am Stelli (1,8 m auf 1 m) und im Gafiental (über 2 m) sind grüne Granite die grössten Komponenten. Bei *Granitporphyr*- und *Porphyr*-Geröllen wurden maximale Grössen zwischen 50 bis 100 cm notiert. *Gneis*-Komponenten sind 20–50 cm gross, nur selten (z. B. am Stelli und in der obersten Falknis-Breccie des Westrätikons) über 2 m gross. Die Gerölle der übrigen Komponenten-Kategorien waren nur ausnahmsweise grösser als 20 cm.

Die *Verteilung* der einzelnen Komponenten-Kategorien innerhalb der Vertikalen einer Breccie spielt nur eine untergeordnete Rolle. Einzig der prozentuale Anteil der Dolomit-Komponenten (evtl. auch einzelner anderer, seltener auftretenden Sediment-Komponenten) nimmt im oberen Teil einzelner Breccienbänke stark zu und erreicht z. T. über 20% aller (lithifizierten, älteren) Komponenten.

6.1.6 Komponenten-Bestand der Breccien der Panier-Formation

Die maximale Komponenten-Grösse einer Panier-Breccie beträgt 40 cm; in den meisten grobbrecciösen Bänken ist der Durchmesser der 10 grössten Komponenten kaum mehr als 10 cm.

Die geringe Geröllgrösse in diesen Breccien erlaubte keine statistische Auswertung des Komponenten-Bestandes. Der Anteil von älteren Sediment-Komponenten (vor allem Dolomit-Gerölle und schwarze, dichte Kalke) ist bedeutend grösser als in den Falknis-Breccien. Hingegen ist der Anteil an (vor allem basischen) Porphyröiden und Granitporphyren in den Panier-Breccien deutlich kleiner.

Die Gerölle der Panier-Breccien sind z. T. gut gerundet.

6.1.7 Zusammenfassung und Interpretation der Resultate

Der Anteil von Graniten und Porphyroiden ist an allen Analysen-Lokalitäten ähnlich gross, wobei basische Porphyroide im Stelli- und Gafiental etwas häufiger sind. Der Gneis-Anteil ist in der Demmera, im Fläscher Tal und im Gürgaletsch-Gebiet (dort z.T. infolge Metamorphose) in allen Breccienblöcken etwas höher als im Gafiental und am Stelli. Dafür ist an den beiden letzteren Lokalitäten der Anteil der Granitporphyre deutlich höher.

Nach den vorliegenden Untersuchungen sind die Falknis-Breccien aller Lokalitäten, auch des Unterengadins, aus einem gleichartigen Liefergebiet geschüttet worden. Der gemeinsame hohe Anteil an gut gerundeten Granitporphyren sowie an Porphyroiden am Stelli und im Gafiental unterstreicht ihre sedimentologisch ähnliche Position im Ablagerungsraum (vgl. Kap. 4.3). Dabei waren im Liefergebiet in Küstennähe (Steilküste?) gleichermassen Granit und Porphyroid-Material sowie Gneise (mit schwacher triadischer und jurassischer Sedimentbedeckung) der Erosion ausgesetzt. Entweder hat ein Fluss auf etwas längerem Transportweg vor allem Granitporphyr- und Porphyroid-Gerölle aus einem entfernteren, der Erosion ausgesetzten Hinterland mitgeführt. Möglicherweise ist die gute Rundung vieler Komponenten aber lediglich auf einen «longshore»-Transport in der Brandungszone zurückzuführen.

6.2 Schwermineral-Analyse

6.2.1 Methodik

Die Aufbereitung der insgesamt 69 Gesteinsproben erfolgte nach der am Berner Institut üblichen und bei MATTER (1964) beschriebenen Methode. Zur Auszählung gelangte die Kornfraktion 0,4–0,06 mm. Bei der Auswertung wurden in einer ersten Phase 100 Körner gezählt, bei einigen ergiebigen Proben 200. Die Anordnung der Proben im Diagramm (Fig. 44) erfolgte in der Weise, dass am linken Ende eines Probeflockes die stratigraphisch ältesten Proben dargestellt wurden. Die z.T. zahlreichen Apatit-Neubildungen haben das Spektrum je nach Lithologie und Metamorphose stark beeinträchtigt. Aus diesem Grund wurden in einer zweiten Phase die übrigen Hauptgemengteile Turmalin, Zirkon und die TiO_2 -Gruppe auf total 100 Körner weitergezählt und das Verhältnis dieser drei Mineralien in prozentualen Werten auf ein eigenes Diagramm gezeichnet.

6.2.2 Untersuchungsergebnisse

Der durchschnittliche Schwermineral-Gehalt in den entkalkten Proben aller untersuchten Sandsteine betrug 0,8%. Erze bilden in der Regel den weitaus häufigsten Gemengteil des Schwermineral-Spektrums. Die insgesamt 14 Proben aus der Arosa-Zone bestehen zu einem grossen Teil aus Magnetit.

6.2.2.1 Schwerminerale

Apatit ist in den meisten Präparaten das häufigste Mineral. Er ist stets farblos, oft allerdings mit Einschlüssen. Ausgesprochen häufig sind Neubildungen, was zum Teil auf Metamorphose-Unterschiede zurückzuführen ist (vgl. Kap. 8.3.1). Allerdings sind nicht in allen Gebieten mit entsprechender Metamorphose die Apatit-Neubildungen gleich häufig (vgl. auch THUM & NABHOLZ 1972, S. 23).

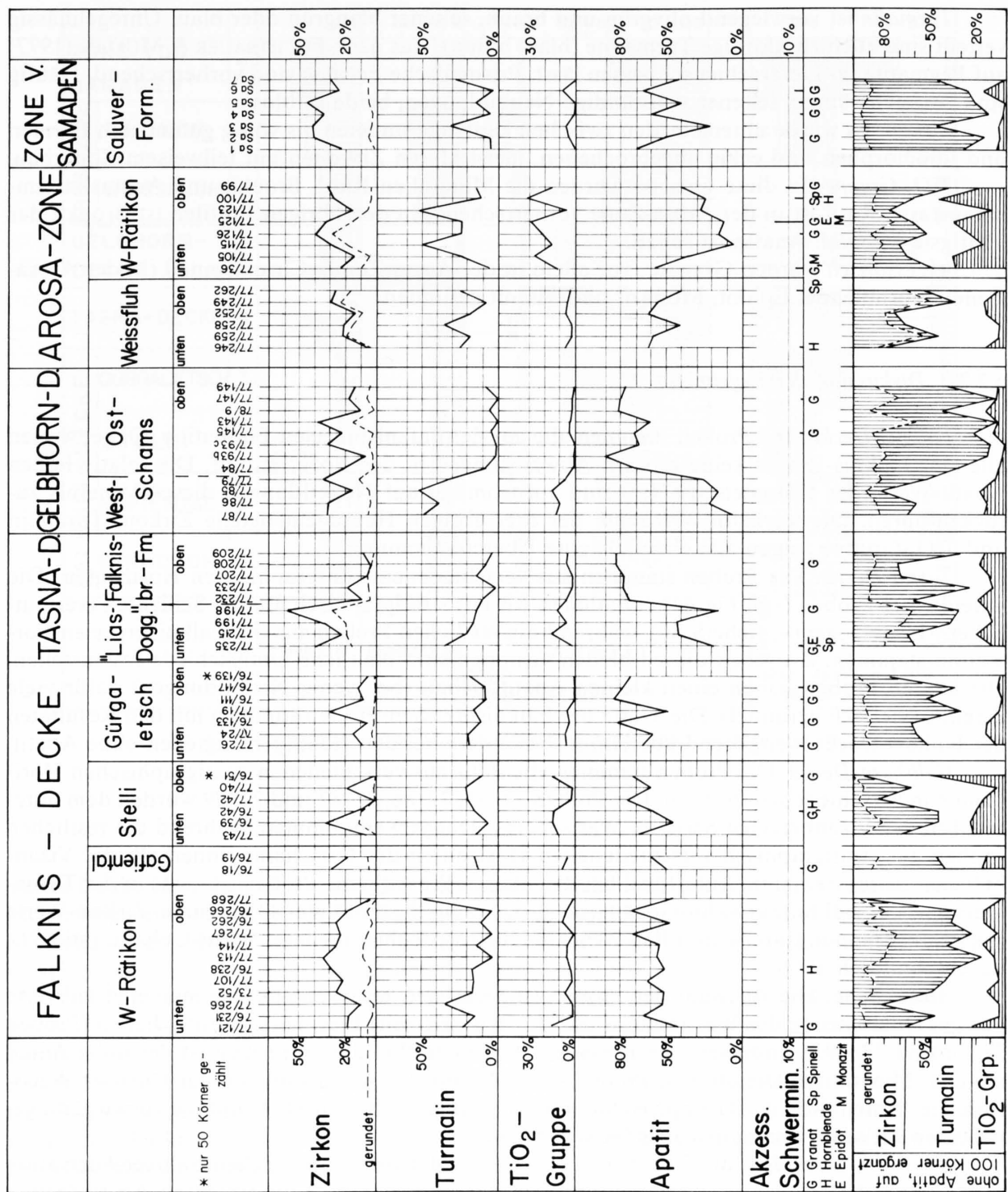


Fig. 44: Verteilung der Schwerminerale von Proben aus der Falknis-Decke, der Tasna-Decke, der Gelbhorn-Decke, der Arosa-Zone und der Zone von Samaden.

Turmalin ist vorwiegend olivgrün und braun, seltener blaugrün oder blau. Unregelmässig verteilt sind auch zweifarbige Turmaline (blau/braun), was nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) auf Pegmatite im Liefergebiet schliessen lässt. Prismatische Formen sind vorherrschend. Häufig sind Anwachssäume, seltener vollständige Neubildungen, beide farblos.

Zirkon: Es wurde unterschieden zwischen kantengerundeten bis völlig gerundeten Formen und idiomorphen und eckig abgebrochenen, meist klaren Zirkonen mit teilweisem Zonarbau.

TiO₂-Gruppe: In diese Gruppe wurden die Mineralien Rutil, Brookit und Anatas zusammengefasst. Rutil ist in der Arosa-Zone vorherrschend, in den übrigen Profilen ist Brookit das häufigste Mineral. Anatas ist selten.

Akzessorisch wurden Granate (vor allem in der Arosa-Zone), Chromspinell (in der Arosa-Zone), Hornblende, Epidot, Monazit und Titanit gefunden.

6.2.2.2 Diskussion der Ergebnisse

Falknis-Decke: Die Proben stammen alle aus der Falknisbreccien-Formation. Dabei weisen alle vier Falknis-Profile keine grossen Abweichungen in den Spektren auf. Die relativ hohen Apatit-Werte des Gürgaletsch (71%) sind vornehmlich auf Neubildungen dieses Minerals zurückzuführen. Die Verhältnis-Prozente der drei übrigen Hauptgemengteile Zirkon, Turmalin und TiO₂-Gruppe zeigen alle ebenfalls gute Übereinstimmung.

Tasna-Decke: Die Proben stammen aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten: Die unteren vier Proben (vgl. Fig. 44) entnahmen wir aus stratigraphisch älteren Schichten (vermutlicher «Lias–Dogger», siehe S. 44), während die restlichen Proben aus der Falknisbreccien-Formation stammen. Zwischen diesen beiden Gruppen sind deutliche Unterschiede festzustellen. Die älteren Proben haben einen kleinen Apatit-Gehalt (bei wenig Neubildungen) dafür viele Zirkone (vielfach gerundet). Die Werte der Falknisbreccien-Proben stimmen mit den Resultaten der Falknis-Decke weitgehend überein, insbesondere bei den Hauptgemengteilen ohne Apatit.

Gelbhorn-Decke: Die Proben stammen ebenfalls aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten in verschiedenen Profilen. Die Proben 77/85, 77/86, 77/87 und 77/79 wurden dem unteren Teil der Vizanbreccien-Serie im Westschams (Dogger) entnommen, während die restlichen Proben aus stratigraphisch verschiedenalten Horizonten des Ostschams (innerhalb der Vizanbreccien-Serie) stammen. Auffallend bei den älteren Westschams-Proben ist – wie in der Tasna-Decke – ein hoher Turmalin-Gehalt (max. 52%, durchschnittlich 43%), hohe Zirkon-Werte (meist ungerundet, durchschnittlich 28%) und ausgesprochen niedere Apatit-Gehalte (min. 7%, durchschnittlich 18%).

Arosa-Zone: Die Auswahl der Proben ist nicht sehr repräsentativ. Sie stammen teilweise aus der Quetschzone des Westrätikons. Sie dürften einerseits Lias–Dogger-Alter haben (Proben 77/36 und 77/105), andererseits Kreide-Alter. Auffallend bei diesen Proben ist der hohe Anteil an TiO₂-Mineralien. Die übrigen Proben stammen aus der Arosa-Zone an der Davoser Weissfluh. Der Anteil der TiO₂-Gruppe ist hier relativ gering. Erwähnenswert sind die vorwiegend gerundeten Zirkone; akzessorisch findet sich Spinell.

Zone von Samaden: die 7 Proben stammen aus der mittelmitteljurassischen Saluver-Formation (vgl. FINGER 1978). Die Spektren zeigen einen der Falknis-Decke äquivalenten Apatit-Gehalt (bei ähnlichem Metamorphosegrad) sowie einen relativ hohen Zirkon-Gehalt.

6.2.3 Zusammenfassung der Resultate und Vergleiche (vgl. Fig. 45)

Die Schwermineral-Assoziation des Oberjura der Falknis-Decke zeigt an den vier beprobten Lokalitäten eine weitgehende Übereinstimmung der Spektren: Apatit mit Zirkon und Turmalin als Hauptgemengteil, die TiO₂-Gruppe als Nebengemengteil. Der Oberjura der

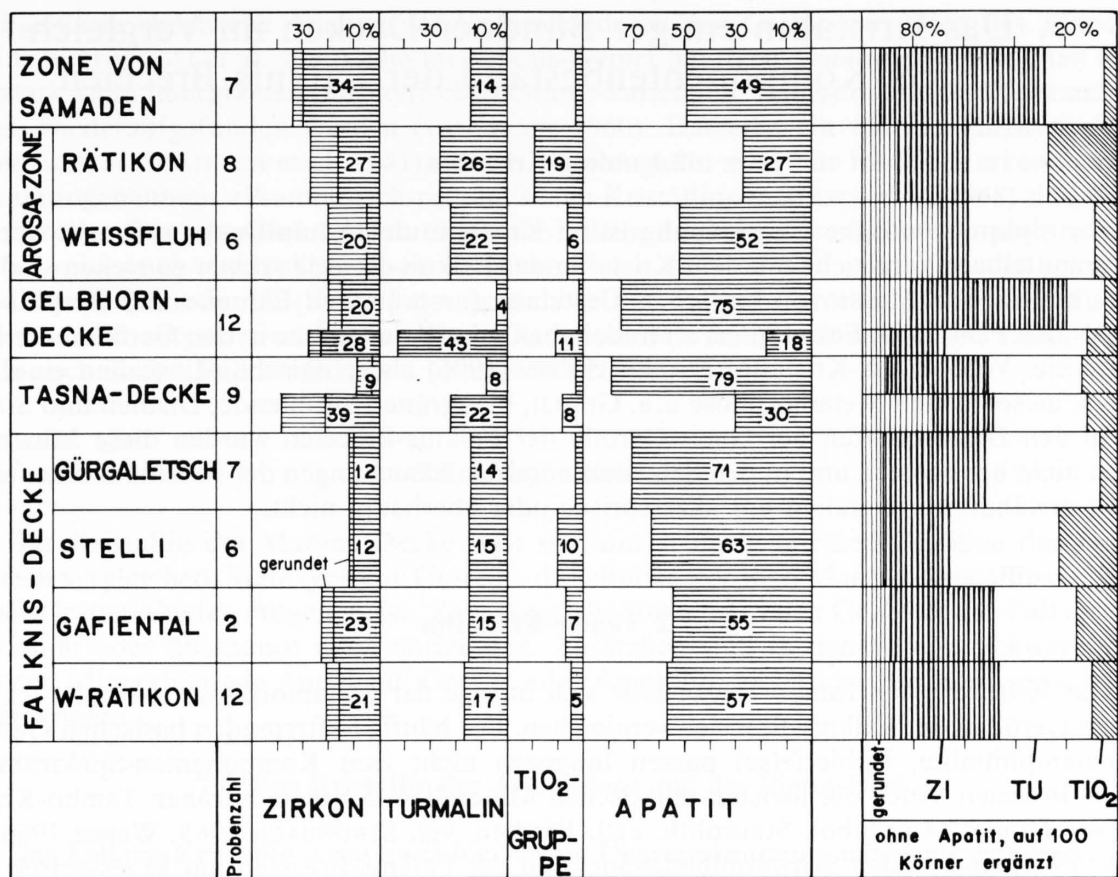


Fig. 45: Zusammenfassung der untersuchten Schwermineral-Spektren (Mittelwerte).

Tasna-Decke lässt sich, falls man den hier ausgesprochen oft neugebildeten Apatit nicht berücksichtigt, ebenfalls gut mit den Falknis-Spektren vergleichen. Auf Grund des Schwermineral-Gehaltes gibt es für die Oberjura-Breccien der Falknis-Tasna-Decke keine Hinweise auf verschiedene Schüttungszentren mit unterschiedlichem Liefergebiet.

Die Schwermineral-Assoziation der Gelbhorn-Decke zeigt zwei verschiedene Varietäten: Einerseits Apatit als Leitmineral (mit hoher Neubildungsrate) und mit Zirkon als weiterem Hauptgemengenteil in den stratigraphisch jüngeren, andererseits eine Assoziation mit Turmalin und Zirkon in den älteren Proben. Dieser Unterschied könnte möglicherweise mit zwei verschiedenen Schüttungszentren erklärt werden. Beide Spektren weisen aber wenig Ähnlichkeit mit denjenigen der Falknis-Decke auf. Gelbhorn- und Falknis-Decke weisen in bezug auf Schwermineral-Assoziationen wenig Gemeinsamkeiten auf.

In den beiden kleinen Sammellokalitäten der Arosa-Zone lassen sich kleine, aber doch durchwegs relevante Unterschiede zu den übrigen Profilen feststellen: Der hohe Rundungsanteil der Zirkone in der mittelljurassischen Weissfluh-Serie ist einzig mit den Resultaten des Doggers der Tasna-Decke zu vergleichen, während der niedrige Apatit-Gehalt und der auffallend hohe TiO₂-Anteil der Rätikon-Proben keine Äquivalente findet. Letztere stimmen dann allerdings wieder mit den Resultaten von THUM (1969) aus der ? Arosa-Zone des Unterengadiner Fensters gut überein.

Die Spektren aus der Zone von Samaden (Dogger) zeigen, bei etwas höherem Zirkon-Anteil, eine der Falknis-Decke ähnliche Schwermineral-Assoziation.

7. Das Kristallin einiger Bündner Decken im Vergleich mit dem Komponentenbestand der Falknis-Breccien

7.1 Adula-Kristallin

Die alpinmetamorphe Überprägung ist im Kristallin der Adula-Decke z.T. sehr stark, so dass unmittelbare Vergleiche mit dem Kristallin der Falknis-Breccie schwer zu ziehen sind. Die relativ bedeutende Masse von basischen Gesteinen (ursprünglich Eklogite und Amphibolite, vgl. VAN DER PLAS 1959, EGLI 1966 u. a.) findet aber keine Äquivalente in den Geröllen der Falknis-Breccie. Vom Adula-Kristallin erwähnt KLEIN (1976) als reliktsche Mineralien einer voralpinen, mesozonalen Metamorphose u. a. Granat, blaugrüne Hornblende, Disthen und Staurolith. In den Dünnschliffen der Gneis-Gerölle der Falknis-Breccien wurden diese Mineralien jedoch nicht beobachtet, und in den Schwermineral-Untersuchungen der Falknis-Decke fanden wir die erwähnten Mineralien nur akzessorisch oder überhaupt nicht.

7.2 Tambo-Kristallin

Das Kristallin der Tambo-Decke lässt sich infolge der Metamorphose ebenfalls schlecht mit den Geröllen der Falknis-Breccien vergleichen. Die häufig auftretenden basischen Gesteine (Granatamphibolite, Epidotfelse) passen hingegen nicht zum Komponenten-Spektrum der Falknis-Breccien. Auch die meisten reliktschen Mineralien des metamorphen Tambo-Kristallins (wie Granat, Amphibol, Staurolith, evtl. Disthen, vgl. STROHBACH 1965, WEBER 1966 und BLANC 1965) sind in den Schwermineral-Spektren der Falknis-Breccien nur akzessorisch oder überhaupt nicht vorhanden.

7.3 Suretta-Kristallin

Das Roffna-Kristallin im frontalen Teil des Suretta-Deckenkerns lässt sich mit seinen Graniten bis Quarzporphyren und den diversen Varietäten des Roffna-Gneises gut mit den entsprechenden Geröllen der Falknis-Breccien vergleichen, wenn auch im Roffna-Gneis ein relativ kleiner Gehalt an Plagioklas festzustellen ist. Allerdings führen die Falknis-Breccien verschiedene andere Komponenten, die in der frontalen Suretta-Decke vollständig fehlen. Das Altkristallin der Suretta-Decke – der sogenannte Timun-Komplex – weist bedeutend grössere Unterschiede auf (Eklogite, Amphibolite). In den Dünnschliffen der Altkristallin-Gerölle der Falknis-Breccien konnten keine typischen Mineralien einer alten Metamorphose der Timun-Masse (wie Granat, Disthen, Staurolith, vgl. H. R. WENK 1974) beobachtet werden. Diese Mineralien treten zudem in den Schwermineral-Untersuchungen der Falknis-Breccien nur akzessorisch auf (Granat) oder fehlen überhaupt (Staurolith, Disthen).

7.4 Tasna-Kristallin

Ausführliche Beschreibung des Tasna-Kristallins und seiner Beziehung zum unterostalpinen Kristallin
vgl. GRUNER 1979 und Seite 122 in dieser Arbeit.

Tasna-Kristallin und Gerölle der Falknis-Breccien weisen grosse Ähnlichkeiten auf. Einzelne *Granit*-Varietäten beider Gebiete sind nicht voneinander zu unterscheiden, so z. B. auch die seltenen Granite mit den rötlichen Kalifeldspäten und die porphyrischen Varietäten mit den grossen Kalifeldspäten. Hingegen weist eine von CADISCH (1921) an einem Falknis-Granit

durchgeführte chemische Analyse auf Unterschiede zu den Granit-Varietäten des Tasna-Kristallins hin (NIGGLI et al. 1930). Die im Falknis-Gebiet häufigen *Granitporphyre* können in den z. T. stark alpin überprägten porphyrischen Granit-Varietäten, insbesondere des Plattamala-Gebietes, wiederaufgefunden werden (VAN LOON 1960). Dasselbe gilt für die *Porphyroide* (vgl. SPAENHAUER, in CADISCH et al. 1941), die im Unterengadin zwar nur lokal gut erkennbar sind. Aber im sogenannten «Psammitisch-psephitischen Kristallin» (CADISCH et al. 1968) sind sowohl die typischen Quarzporphyre wie auch die basischen, dunkel gesprenkelten Porphyrite mikro- und teilweise auch makroskopisch zu erkennen.

Diorite, Quarzdiorite (beide gut vergleichbar mit Falknis-Geröllen), Pegmatite, Lamprophyre, Amphibolitgneise und prätriadische Konglomerate finden wir sowohl im Tasna-Kristallin als auch in den Falknis-Breccien untergeordnet vertreten.

7.5 Margna-Kristallin

Das Kristallin der Margna-Decke lässt sich nur schlecht mit den Geröllen der Falknis-Breccien vergleichen. Viele typische Gesteine des altemetamorphen Margna-Kristallins (z. B. Andalusit-Granatschiefer, Augengneise, Zoisitamphibolite) sind in den Geröllen der Falknis-Breccien kaum oder überhaupt nicht vorhanden. Zusätzlich sind in den Falknis-Schwermineral-Spektren Mineralien wie Andalusit, Granat oder Amphibol nicht oder nur akzessorisch beobachtet worden.

7.6 Das Kristallin der Arosa-Zone und der Platta-Decke

Das Falknis-Kristallin weist auch hier wenig Übereinstimmung mit den kristallinen Überresten dieser Decken auf. Die in der Arosa-Zone vorherrschenden Chlorit-Sericitschiefer und -gneise und die Pegmatite sowie die «Casannaschiefer» der Platta-Decke sind in den Breccien nur selten anzutreffen. Umgekehrt finden wir in diesen Zonen keine Kristallin-Aufschlüsse, die typische Gesteine des Falknis-Spektrums enthalten.

7.7 Sella-Kristallin

Das Kristallin der Sella-Decke kann nicht vom Kristallin der unterostalpinen Bernina-Decke unterschieden werden (vgl. TRÜMPY 1980). Seine typischen blaugrauen Granite («Banatite») und Monzonite (STAUB 1915) sind, wie auch das Bernina-Kristallin (siehe unten), nur schlecht mit dem Falknis-Kristallin zu vergleichen.

7.8 Unterostalpines Kristallin

Das Kristallin der *Err-Decke* (inkl. Albula-Granit sowie Carungas- und Corvatsch-Kristallin) besteht in seiner Hauptmasse nördlich des Engadins vor allem aus granitischen Gesteinen. Es handelt sich dabei um eher orthoklasarme, hornblendearme, grüne Granite bis Granodiorite, die von den typischen «Falknis-Graniten» häufig nicht zu unterscheiden sind. Beide zeigen auch gute chemische Übereinstimmung (E. NIGGLI, in CADISCH 1953). Die weissen, biotitreichen Granite des Falknis-Raumes finden ihre Äquivalente in Graniten des Albula-Lappens. Die von CORNELIUS (1935) erwähnten Granitporphyre, beispielsweise der Tschima da Flix, lassen sich makroskopisch gut mit den Granitporphyren der zweiten Varietät in den Falknis-Breccien vergleichen. Auch die Gneise und kristallinen Schiefer stimmen beiderorts bis in viele Details überein. Unter dem Sammelnamen «Vairana-Serie» (FINGER 1972, 1978) figuriert eine vulkano-

sedimentäre Abfolge, die bei CORNELIUS unter dem Begriff «Paläozoikum» zusammengefasst worden ist. Sie enthält paläozoische Grünschiefer, Porphyrite, den Sprenkelschiefer-Tuffit-Komplex und den z.T. mehrere hundert Meter mächtigen Nair-Porphyrroid.

In wenig verschieferten Aufschlüssen der «Vairana-Serie» stellt man eine völlige Übereinstimmung der rhyolitischen bis rhyodacitischen Nair-Porphyroiden mit Quarzporphyren aus den Falknis-Breccien fest. Die leicht porphyrischen Grünschiefer, nach FINGER (1978) von andesitisch bis leicht basaltischem Chemismus, finden ebenfalls Äquivalente im Falknis-Gebiet, wo wir diese als Porphyrite ausgeschieden haben. Beiderorts herrschen in einer feinen Grundmasse Plagioklase als Einsprenglinge vor; daneben tritt chloritisierte Hornblende/Augit auf. Auch die Sprenkelschiefer und die einsprengling- und sprengellosten Sericitschiefer des Err-Gebietes – beide nach FINGER tuffogenen Ursprungs – stimmen mit den dunkelgrünen Sericit-Chloritschiefern des Falknis-Gebietes gut überein. Diese werden wegen der teilweise mikroskopisch sichtbaren Einsprenglinge ebenfalls als tuffogen betrachtet.

Die Gesteine des *Bernina-Julier-Kristallins* unterscheiden sich hingegen recht stark vom Falknis-Spektrum. Der typische Julier-«Granit» ist zwar dem grünen Falknis-Granit in makro- wie mikroskopischer Hinsicht täuschend ähnlich. Hingegen sind in den Breccien die grossen Diorit-Massen der Julier-Bernina-Decke sehr untergeordnet vertreten. Von den besonders im Bernina-Massiv häufigen «Banatiten» und Monzoniten, von den typischen roten Alkaligraniten sowie von den auffallenden Alkalisyeniten (vgl. STAUB 1916) fanden wir in den Falknis-Breccien kein einziges Geröll. Granitporphyre, Porphyroide und vulkanogene Grünschiefer, welche in den Breccien fast 50% der Komponenten darstellen, sind in der Julier-Bernina-Decke nur lokal und vergleichsweise untergeordnet vertreten.

7.9 Kristalline Schollen

Sulzfluh-Granit: Der Sulzfluh-Granit kann nicht von einzelnen Granitgeröllen der Falknis-Breccien unterschieden werden. Dank chemischen Analysen von Sulzfluh-Granit und einem (leider nicht näher beschriebenen) Granit aus einer Falknis-Breccie aus dem Stelli-Fondei-Gebiet kam CADISCH (1921) zum Schluss, dass beide Gesteine als Normalgranite zu bezeichnen sind und sich gut vergleichen lassen.

Taspinit (-Gneis): Der «Taspinit» ist im Normalfall ein grobkörniger, ausgesprochen heteroblastischer, oft verschieferter Muskowit-Alkalifeldspat-Augengneis (SOMMERAUER 1972 und STREIFF 1939), der alpin aus einem porphyrischen Granit hervorgegangen sein soll (STREIFF et al. 1976). Der «Taspinit» lässt sich schlecht mit entsprechenden Geröllen der Falknis-Breccien in metamorph ähnlich beanspruchten Gebieten (Gürgaletsch, Tasna-Decke) vergleichen, da diese in den letztgenannten Gebieten ihre makroskopische Eigenart einigermaßen beibehalten haben. Nach der Auffassung von STREIFF (1962) stimmen die Taspinit-Gneise in den Vizian-Breccien gut mit analogen Geröllen in den Falknis-Breccien überein, was aber nach den vorliegenden Untersuchungen nicht bestätigt werden kann (vgl. Kap. 9.2.3.6).

7.10 Zusammenfassung

Vergleiche des gesamten Spektrums des Falknis-Kristallins mit dem Kristallin der mittelpenninischen Adula-, Tambo- und Suretta-Decken werden wegen teilweiser starker alpiner Überprägung erschwert. Die drei Kristallin-Komplexe kommen aber als Falknis-Hinterland kaum in Frage. Zwar sind einzelne Partien mit dem Falknis-Kristallin vergleichbar (z. B. Stirn des Suretta-Kristallins), doch kann das gesamte Spektrum der drei kristallinen Deckenkerne schlecht damit verglichen werden. Insbesondere stimmen auch der relativ hohe Anteil an basischen Gesteinen sowie vor allem die Mineralbestände einer voralpinen Metamorphose mit den

Daten aus den Falknis-Breccien (Dünnschliffe und Schwermineral-Untersuchungen) in keiner Weise überein. Dasselbe lässt sich auch vom Kristallin der hochpenninischen Margna-Sella-Decken, von den Kristallin-Fetzen der Arosa-Platta-Decke sowie auch von der Bernina-Decke sagen, deren charakteristische Gesteine (wie Banatite, Monzonite und Alkaligranite) in den Falknis-Breccien völlig fehlen.

Gute Übereinstimmung dagegen zeigt einerseits das Tasna-Kristallin, dessen einzelne Gesteine trotz der epizonalen Metamorphose zum grossen Teil als Gerölle in den Falknis-Breccien wiederzuerkennen sind. Auch das Kristallin der unterostalpinen Err-Decke spiegelt die Auswahl der Falknis-Gerölle bis in die meisten Details wider.

8. Bemerkungen zur Diagenese und schwachen Metamorphose in den Jura-Formationen der Falknis-Decke

8.1 Illit-Kristallinität

8.1.1 Methodik

Die Illit-Kristallinität (IK) wurde nach KUBLER (1967 a) als Halbwertsbreite des ersten Illit-Basisreflexes bei 10 Å gemessen. Dabei entspricht die Grenze zwischen starker Diagenese und Anchimetamorphose einem IK-Wert von 7,5, diejenige zwischen Anchimetamorphose und Epimetamorphose einem Wert von 4. Die IK sowie die tonmineralogischen Untersuchungen wurden am Röntgen-Diffraktometer (CuK α -Strahlung) des Mineralogisch-Petrographischen Institutes Bern analysiert. Die Proben wurden dekarbonatisiert; die Fraktion < 2 μ erhielten wir mittels Sedimentation in Atterberg-Zylindern. Die Röntgen-Analyse erfolgte an luftgetrockneten, an mit Äthylenglykol abgesättigten sowie z. T. an während einer Stunde auf 550 °C erhitzten Präparaten.

8.1.2 Resultate

In der Arbeit von FREY et al. (1980) konnte bereits gezeigt werden, wie sich die Metamorphose innerhalb der Stirn der Falknis-Decke auf Grund der drei verschiedenen Parameter *Illit-Kristallinität*, *Inkohlung* und *Fluid-Einschlüsse* verhält und ändert. Die ermittelten Resultate zeigen folgende IK-Werte für die einzelnen Formationen: Falknisbreccien-Formation 5–7; Neokomflysch-Serie 8–11; Tristel-Schichten 8–11. Die einzelnen Werte sprechen somit für mittlere Anchizone (unten) bis Diagenese (oben). Die z. T. grossen Unterschiede lassen sich nach den vorliegenden Untersuchungen weder auf lithologische oder tonmineralogische Unterschiede (FREY et al. 1980) noch auf druckbedingte Unterschiede durch Kleinfältelung (GRUNER 1976) zurückführen. Da die IK-Differenzen auch nicht auf verschieden grosse Sediment-Überlastung zurückzuführen sind (FREY et al.), stellt sich die Frage, ob nicht vielleicht eine starke, lokale Aufheizung (Wärmedom ?) in einem frühen Stadium des Deckentransportes dafür verantwortlich sein könnte.

Aus den ermittelten IK-Werten geht hervor, dass die Schuppenbildung erst *nach* der Metamorphose erfolgt ist, sind doch innerhalb der einzelnen Formationen in allen Schuppen durchwegs etwa gleich hohe IK-Werte festgestellt worden. In Ergänzung zu der oben erwähnten Arbeit wurden weitere Tonschiefer-Proben aus südlicheren Gebieten der Falknis-Decke sowie zu Vergleichszwecken von Schieferen des Prättigau-Flysches, der Tasna-Decke, der Schamser Decken und der Arosa-Zone gesammelt.

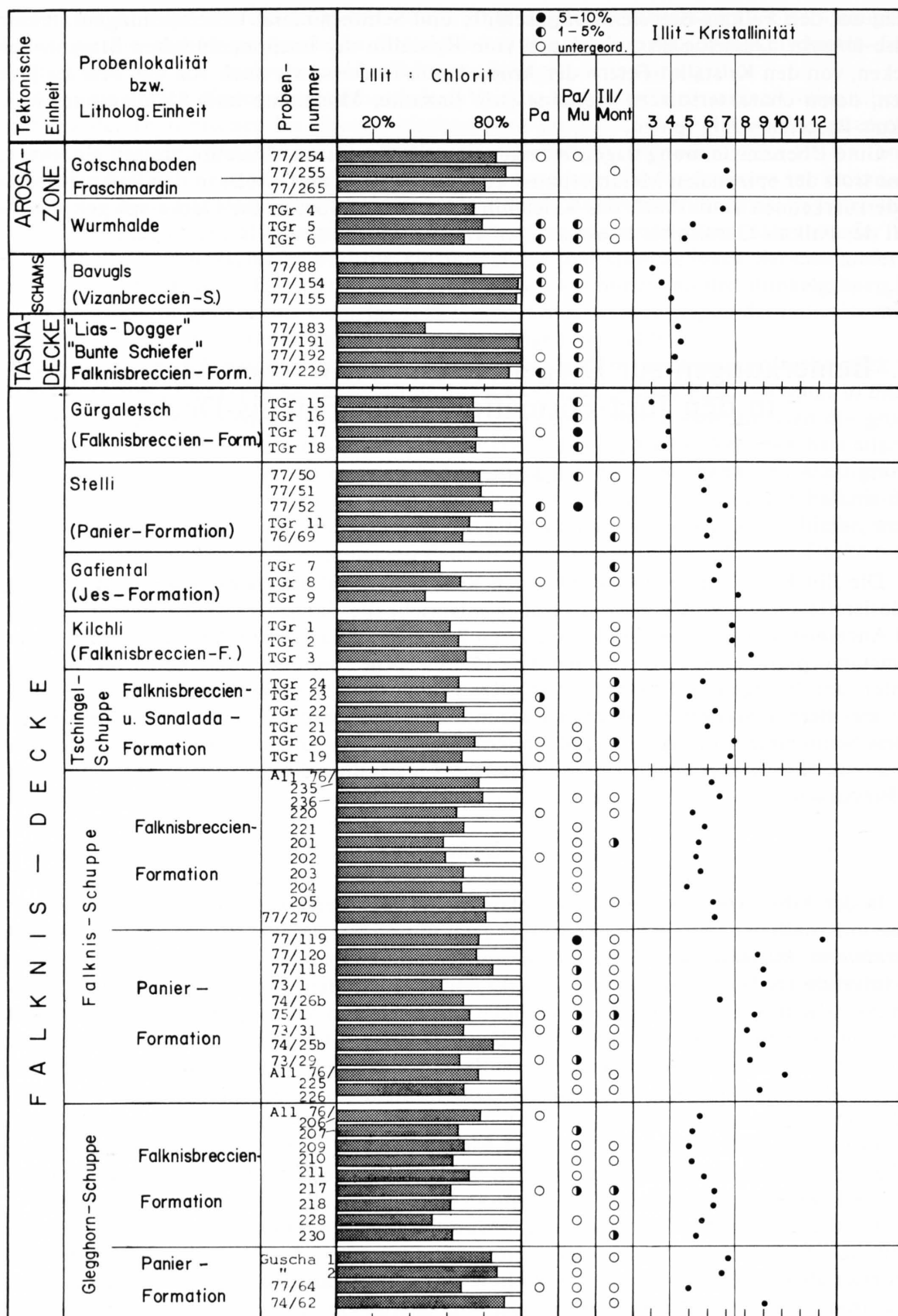


Fig. 46: Tonmineralogie und Illit-Kristallinität von tonig-mergeligen Proben aus der Falknis-Decke (mit Vergleichsproben aus der Tasna-Decke, aus den Schamser Decken und aus der Arosa-Zone).

Die Resultate sowohl der IK-Werte als auch der tonmineralogischen Zusammensetzung sind in Figur 46 und zusammenfassend in Figur 47 zu finden. Daraus geht hervor, dass die Falknisbreccien-Formation im ganzen Westrätikon und rund um das Prättigauer Halbfenster anchimetamorph beansprucht worden ist, während am Gürgaletsch und im Unterengadiner Fenster eine Epimetamorphose gewirkt hat. Innerhalb des Rätikons ist dabei von Nord nach Süd keine Metamorphose-Zunahme zu erkennen: Die Werte der Falknisbreccien-Formation am Kilchli (unter der Schesaplana) und im Gafiental zeigen sogar höhere Werte (geringere Metamorphose) als diejenigen im Falknis-Gebiet.

Um ein ungefähres Bild über die Metamorphose-Verhältnisse der gesamten Falknis-Decke zu erhalten, wurden auf der Figur 47 die gemittelten IK-Werte aus der Stirn der Falknis-Decke (aus FREY et al. 1980) und den übrigen Aufschlüssen der Decke pro Formation zusammengetragen. Auf der gleichen Figur sind auch IK-Werte aus dem Prättigau-Flysch zu finden, die im Westrätikon aus der Arbeit von THUM & NABHOLZ (1972) und in den übrigen Gebieten aus eigenen Untersuchungen stammen. Aus der Figur wird ersichtlich, dass die Falknis-Decke an allen Orten – besonders deutlich im Gürgaletsch-Gebiet – in ihren älteren Schichtgliedern (Falknisbreccien-Formation) eine höhere Metamorphose aufweist als die Prättigau-Schiefer.

Diese Tatsache weist auf eine mögliche transportierte Metamorphose der Falknis-Decke hin, was auch aus einer Präschuppen-IK (siehe oben) und einer teilweisen Präschuppen-Inkohlung (FREY et al. 1980) an der Stirn der Falknis-Decke hervorgegangen ist.

Auch die Arosa-Zone weist eine teilweise ererbte Metamorphose auf. Unter der Schesaplana registrierten wir z.B. erstaunlich hohe anchimetamorphe Werte. Proben aus dem Prättigau-Flysch und der Arosa-Zone enthalten verschiedentlich etwas Paragonit (vgl. THUM & NABHOLZ und Fig. 46), wodurch der 001-Reflex des Illits im untern Teil – und damit der IK-Wert – etwas verbreitert wird (Verfälschung max. einige $\frac{1}{10}$ mm).

8.2 Tonmineralogie

Das Spektrum der Tonmineralien ist in allen untersuchten Proben eher monoton: Es treten vor allem Illit und Fe-Chlorit auf (vgl. auch S. 22). Die Wechsellagerungen Paragonit/Muskowit und Illit/Montmorillonit konnten quantitativ kaum je richtig erfasst werden; ihr Anteil betrug, wie auch der Gehalt an Paragonit, nicht mehr als 10%.

Das Verhältnis zwischen den beiden Hauptgemengteilen *Illit* und *Chlorit* zeigt in sämtlichen Proben, auch bei verschiedenen stratigraphischen Einheiten, keine signifikanten Änderungen. Illit dominiert überall, in stärker metamorphen Gebieten deutlicher.

Die stufenweise Umwandlung des Montmorillonit über den «mixed-layer» *Illit/Montmorillonit* zu Illit ist von Druck und Temperatur abhängig (DUNOYER DE SEGONZAC 1970). Bei den untersuchten Proben waren in allen anchimetamorphen Gebieten noch kleine Anteile von *Ill/Mont* zu erkennen, während in den epimetamorphen Gebieten dieser «mixed-layer» nicht mehr auftrat.

Der in unseren Präparaten nur untergeordnet auftretende *Paragonit/Muskowit* ist charakteristisch für den Beginn der Anchizone (FREY 1970, 1978) und wird in der hochgradigen Anchizone und in der Epizone durch *Paragonit* ersetzt. Dies haben auch unsere Analysen bestätigt. Vereinzelte Proben führen aber, wie z.B. in der Gelbhorn-Decke (Schams), selbst im epimetamorphen Bereich noch *Pa/Mu*.

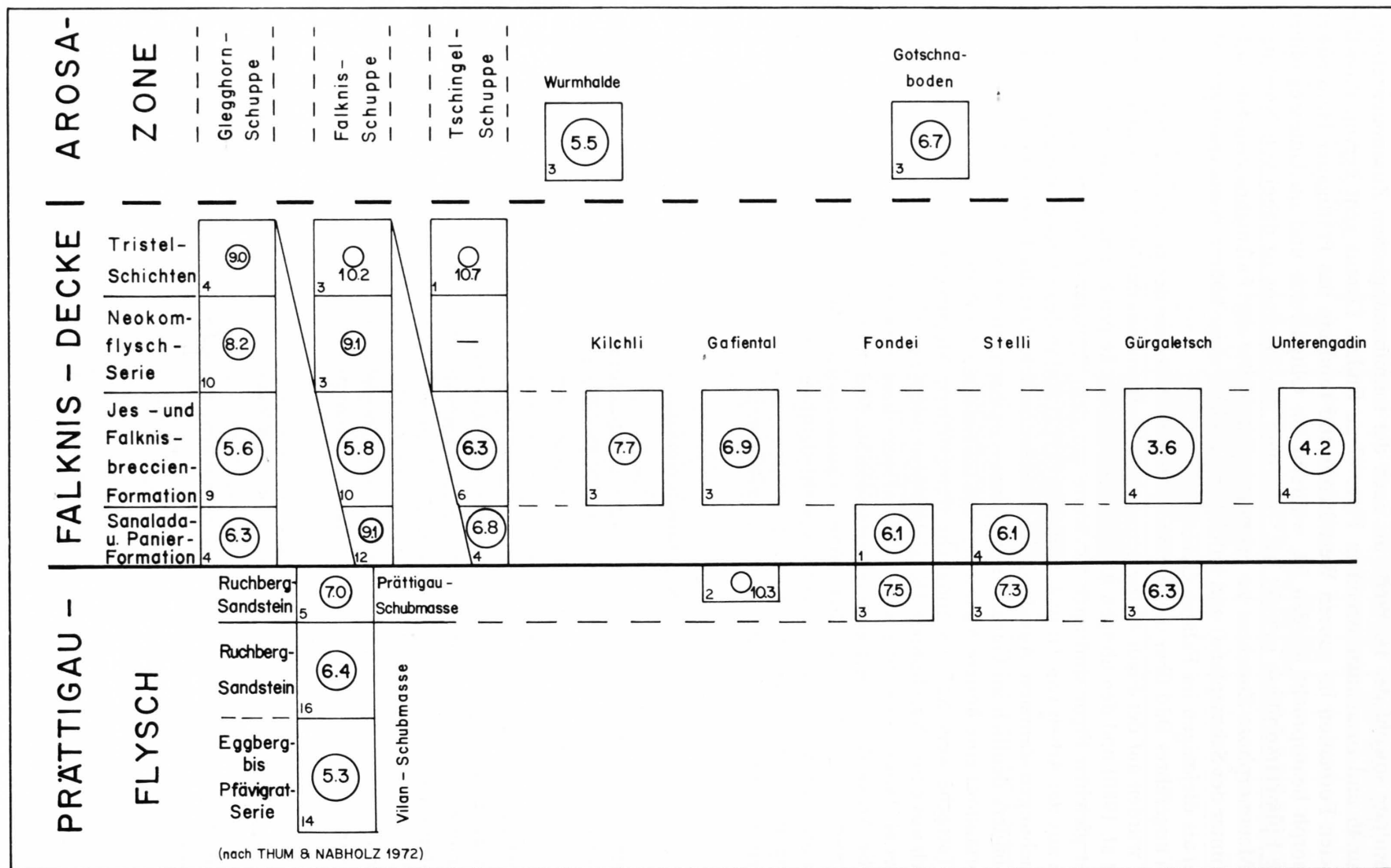


Fig. 47: Illit-Kristallinität der Falknis-Tasna-Decke sowie der Decken im Liegenden und Hangenden.
 Illit-Kristallinität: gemittelte Werte pro Einheit. Links unten im Viereck: Anzahl der gemessenen Proben. Weitere Erklärungen im Text.

8.3 Diagenetische Erscheinungen in Breccien und Kalksandsteinen

8.3.1 Neubildung authigener Minerale

Am häufigsten sind die Neubildungen von Quarz, wobei die idiomorphen Neubildungen (doppelendige Quarze, dihexaedrische Formen und Rhomboeder) besonders auffällig sind.

Feldspäte zeigen entweder Anwachssäume oder bilden schöne idiomorphe Kristalle im Porenraum oder, was häufiger ist, in mikritischen Kalken und in Ooiden. Vorwiegend handelt es sich dabei um Albite mit geringem Anorthit-Gehalt. Vielfältig sind die Zwillingsbildungen: Charakteristisch sind Zwillinge nach dem Albit-Gesetz, nach dem Karlsbader Gesetz und – als Vierlinge – nach der Kombination dieser beiden Gesetze, dem Roc-Tourné-Gesetz (Fig. 50). Ein sicherer Nachweis für die Neubildung von Kalifeldspäten (vgl. D. TRÜMPY 1916) konnte weder optisch noch mittels Färbung erbracht werden.

Die häufigen Neubildungen von Apatit und Turmalin, die auch im Dünnschliff erkannt werden konnten (Fig. 49), wurden bereits im Kapitel 6.2 erwähnt.



Fig. 48: Faserbart-Strukturen an einem Ooid (oben) und an einem Echinodermen-Bruchstück (unten) in einer Falknis-Breccie. Erklärung im Text. Schliff 73/118b.

8.3.2 Verdrängungen

Silifizierungen sind praktisch in allen Dünnschliffen sehr häufig. Verkieselungen von Fossilbruchstücken sind selten, häufig sind sie bei Gesteinsbruchstücken und bei Allochemen (vor allem Ooiden). Die bereits bei THUM & NABHOLZ beschriebenen Faserbärte wurden vor allem in den Sedimenten der Falknisbreccien-Formation (bei IK-Werten zwischen 5–6) gefunden. Im Druckschatten einer Komponente wachsen vorerst Quarz- und zu einem späteren Zeitpunkt Calcit-Spieße. Die Stacheln sind immer parallel zur Schieferung ausgebildet und haben bei runden Komponenten in deren Äquator ihre maximale Ausdehnung (Fig. 48). Selten konnten auch Verdrängungen von detritischen Muskowit-Plättchen durch Quarz festgestellt werden.

Verdrängungen durch Calcit sind häufig zu erkennen. Interessant, vor allem für den zeitlichen Ablauf der Diagenese, sind Verdrängungen von neugebildeten Albiten und Quarz, von Faserbart-Strukturen sowie von chloritisierten Biotiten durch Calcit, wobei sich bei den Biotiten der Calcit in Längsordnung bildete.

Dolomit-Rhomboeder (50 bis max. 400 μ) wachsen verschiedentlich in den Zement hinein oder verdrängen neugebildeten Quarz und Albite, gelegentlich sogar deren detritischen Kern.

8.3.3 Umbildungen

Umbildungen liegen vor, wenn sich ein vorhandenes Mineral durch Gitterumbau in ein anderes verwandelt. Sie sind häufig bei Tonmineralien und erst bei zunehmender Diagenese und Metamorphose von grösserer Bedeutung. Im Dünnschliff fallen dabei die nestartigen *Chlorit*-Umwandlungen sowie die meist partielle Umwandlung von braunem Biotit in hellen Chlorit auf. Vereinzelt wurden auch Chlorit-Umwandlungen in detritischen Muskowiten festgestellt. Nach WEBER (1972) ist die mittlere Dicke der lamellenartigen Chlorit-Blasten ein Indiz für den Metamorphosegrad. Approximative Bestimmungen dieser Art führten bei den vorliegenden Beispielen in die bereits mehrfach bestätigte Anchizone.

Sehr selten findet man in den autochthonen Kalken beispielsweise der Jes-Formation, in der Fortsetzung von kleinen, parallelgeschichteten Tönhäutchen, eine Umwandlung in einen feinen, muskowitartigen *Hellglimmer*.

8.3.4 Hornstein-Bildungen

In schmalen, schichtparallelen Lagen (vor allem in den parallel-laminierten BOUMA-Intervallen) eines grob- bis feinkörnigen Kalkarenites der Falknisbreccien-Formation finden sich häufig *lagige*, wenige Zentimeter bis max. 10 cm starke *Hornstein-Bildungen*. Nach den Dünnschliff-Untersuchungen sind die Hornsteine einerseits als authigene Quarz-Ausfällung im Porenraum, andererseits als Verdrängung von karbonatischen Komponenten durch mobile Kiesel-

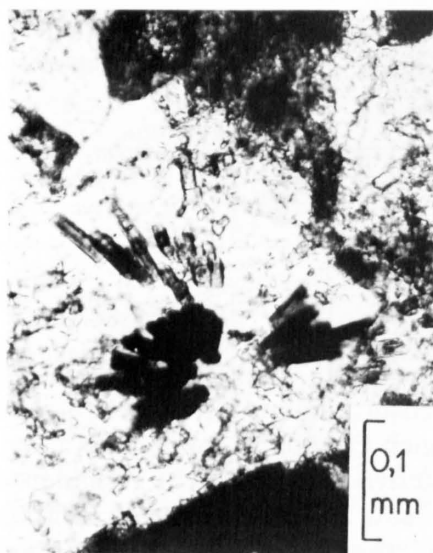


Fig. 49: Authigener Turmalin in neugebildetem SiO_2 . Schliff 73/8.

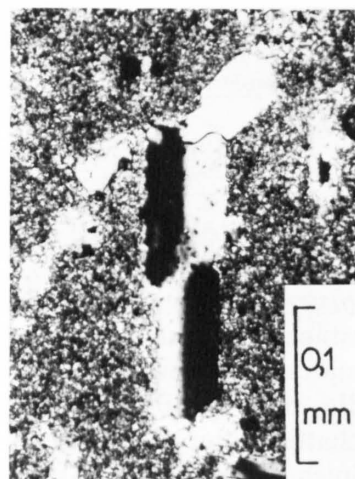


Fig. 50: Neugebildeter Albit-Kristall: Zwillung nach dem Roc-Tourné-Gesetz.

säure zu interpretieren. Poröse, oft laminierte Kalksandsteine wurden für die SiO₂-Ablagerungen bevorzugt.

Die *wulstigen Hornsteine* sind besonders häufig in den dichten, hellen Kalken der Jes-Formation festzustellen. Diese Silex-Knollen werden 5–20 cm mächtig und können in der Regel scharf vom umgebenden Gestein abgetrennt werden. Neben dieser häufigen Art der Hornstein-Bildung sind auch verschiedene unvollständige oder andersartige Entwicklungsstadien zu erkennen. Die Verkieselung geht dabei immer entweder von einem biosparitischen Horizont (mit ungleichförmigen Grenzen) oder von einer z. T. sehr feinen, parallel-laminierten Lage im dichten Kalk aus. Es fällt auf, dass sich die wulstigen Hornsteine nie in reinem Mikrit gebildet haben, sondern dass immer eine sparitisierte, radiolarienreiche oder eine feinste laminierte Lage (mit entsprechend grösserem Porenraum) Ausgangspunkt für die Verkieselung war. Diese detritischen Lagen bilden z. T. mehr oder weniger ausgeprägte BOUMA-Intervalle. Im Kapitel 4 (Sedimentologie) wurden solche Ablagerungen als mögliche «Contourite» (= Bodenströmungen) bezeichnet. Die linsenartige Ansammlung von pelagischen Bioklasten (vor allem Radiolarien und *Saccocoma*) und die feinen, sparitischen, parallel-laminierten Lagen scheinen auf Transport durch Bodenströmungen zurückzuführen zu sein. Die Kieselsäure dürfte in diesen Hornsteinen in erster Linie von den Radiolarien stammen (WEISSERT 1979). Es wird vermutet, dass die oft über grosse Distanzen verfolgbaren wulstigen Hornsteine der Jes-Formation zum grossen Teil verkieselte, ursprünglich radiolarienreiche Contourite darstellen. Ganz ähnliche Hornstein-Lagen beschreibt WEISSERT (1979) in den Maiolica-Kalken aus den Südalpen. Die Bildung der dortigen «cherts» wird ebenfalls auf Anreicherungen von Radiolarien durch Bodenströmungen zurückgeführt. Bis faustgrosse *Hornstein-Knollen* sind seltener. Nach den Dünnschliff-Untersuchungen sind sie auch auf Anreicherungen von detritischem Material und Radiolarien zurückzuführen. WEISSERT zeigte an analogen Knollen aus den Südalpen, dass solche Erscheinungen ihren Ursprung in «slumps» haben.

8.4 Zusammenfassung

Messungen der Illit-Kristallinität und Interpretation der Mineral-Paragenesen der Tonmineralien, verbunden mit einer Vielfalt von diagenetischen Details im Dünnschliff-Bild, ergeben ein gut dokumentiertes Bild der diagenetischen und metamorphen Prozesse in der Falknis-Decke: Im Westrätikon und im Westen und Osten des Prättigauer Halbfensters ist der Jura der Falknis-Decke anchimetamorph ausgebildet, während die Aufschlüsse am Gürgaletsch und im Unterengadiner Fenster (Tasna-Decke) bereits in den epimetamorphen Bereich zu stellen sind.

9. Vergleiche der Jura-Breccien der Falknis-Decke mit altersäquivalenten Breccien im Bündner Querschnitt

9.1 Grabser Klippe

9.1.1 Historisches

Die Grabser Klippe, die auf einer komplexen Füllung von süd- und ultrahelvetischen Flyschmassen der Wildhauser Mulde liegt, wurde vorerst von ARN. HEIM (1907) und später von D. TRÜMPY (1916) und FORRER (1949) eingehend beschrieben. Die beiden letzten Autoren kamen zur Überzeugung, dass die Grabser Klippen faziell und tektonisch in den Bereich der Falk-

nis-Decke zu stellen seien. Unsere kursorischen Begehungen und Dünnschliff-Untersuchungen beschränkten sich im wesentlichen auf vergleichende Studien zwischen den Falknis-Breccien mit den Oberjura-Breccien der Grabser Klippe.

9.1.2 Vergleiche

Die Breccien und Konglomerate der Grabser Klippe weisen zwar einige ähnliche sedimentologische Aspekte wie die Falknis-Breccien auf (z. B. semilithifizierte Kalke), doch zeigen sich im Dünnschliff wesentliche Unterschiede:

- Die resedimentierten, z. T. halbverfestigten Komponenten sind in den Grabser Breccien ausserordentlich fossilreiche, pelagische Mikrite, wie sie in den Falknis-Breccien nicht bekannt sind. Neben Radiolarien, planktonischen Foraminiferen, Schalentrümmern und juvenilen Ammoniten wurden auch *Globochaete*, *Saccocoma*, Protoglobigerinen und Cadosinen erkannt. Prof. F. Allemann bestimmte folgende Calpionellen-Fauna: *Calpionella alpina* LORENZ (häufig), *Crassicollaria parvula* REMANE (selten), *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA) (vereinzelt), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU) (vereinzelt).
- Die z. T. halbverfestigten Komponenten der Falknis-Breccien stammen hingegen von einer Plattform. Eine neritische Fauna dominiert auch im Grobsand-Bereich, wogegen die Grabser Breccien nur selten Plattform-Fossilien führen.
- Die wenigen, in der Regel sehr kleinen Kristallin-Komponenten in den Grabser Breccien weisen wenig Übereinstimmung mit dem Falknis-Kristallin auf.
- Calpionellen führende Breccien und Konglomerate (siehe oben) mit den grossen pelagischen Intraklasten sind, im Gegensatz zum Falknis-Malm, in den Grabser Klippen häufig.
- Schwarze, glimmerhaltige Schiefer und Glimmersandsteine, wie sie im «mittleren Malm» (FORRER 1949) der Grabser Klippe vorkommen, sind aus der Falknis-Decke nicht bekannt.

Aus diesen Gründen – es fehlen im übrigen in den Grabser Klippen die in der Falknis-Decke mächtigen Abfolgen von Tristel-Schichten und Gault – betrachten wir diese Klippe nicht als nördliches Fazies-Äquivalent des Falknis-Raumes. Grabser Klippe und Falknis-Decke gehören verschiedenen tektonischen Einheiten an. Erstere ist vielleicht ein Äquivalent der Feuerstätter Decke (vgl. CORNELIUS 1926, M. RICHTER 1956) oder des südlichen Fläscherberges.

9.2 Gelbhorn-Decke (Schamser Decken)

9.2.1 Historisches

WILHELM (1933) gliederte die Schamser Decken ZYNDELS (1912) neu in drei verschiedene Decken, nämlich von oben nach unten (im Ostschams) in die

- Flysch-Decke
- Gelbhorn-Decke
- Splügener Kalkberg–Gurschus–Weissberg-Zone

STREIFF (1939) ging ausführlich auf die Geologie des Ostschams ein; seine stratigraphischen Gliederungen insbesondere der Gelbhorn-Decke sind noch heute zu einem grossen Teil gültig. Er teilte die tektonischen Einheiten auf in die Schamser Decken (von unten nach oben: Gurschus–Kalkberg-Zone, Marmor-Zone, Surcrunas-Zone) und in die Oberen Schiefererien (von unten nach oben: Untere Flysch-Schuppe, Martegnas-Serie, Obere Flysch-Schuppe und Curvèr-Serie). In STREIFF (1962) wurde diese Aufteilung revidiert, und Surcrunas-Zone und Untere Flysch-Schuppe wurden zur Gelbhorn-Zone (= *Gelbhorn-Decke* in STREIFF et al. 1976). Die

Marmor-Zone der Schamser Decken wurde 1962 in Tschera-Zone (1976: *Tschera-Decke*) umbenannt. Unter diesen beiden Decken liegt auch die heutige *Gurschus-Kalkberg-Decke* (vgl. Zusammenstellung auf Tab. 4).

Eingehende Untersuchungen auf der Westseite des Schams stammen von JÄCKLI (1941) und NEHER (in GANSSER et al. 1967, in TRÜMPY 1969 und in STREIFF et al. 1976). Den beiden Erstgenannten gelang dann auch eindrücklich die tektonische Verbindung der beiden Schamser Talseiten. Die drei oben erwähnten Schamser Einheiten sind um die Stirn der Suretta-Decke herumgewickelt und treten im Westschams in gerade umgekehrter tektonischer Lage auf: Gurschus-Kalkberg-Decke zuoberst, darunter Tschera-Decke und Gelbhorn-Decke.

STREIFF konstruierte 1962 aus seiner damaligen Gelbhorn-Zone eine grosse Deckfalte, wobei die ältesten Gesteine den Kern, die jüngeren die lithologisch recht unterschiedlichen Schenkel bildeten. Während sich der liegende Schenkel ausschliesslich aus Obertrias, Lias und Taspinit-Breccie zusammensetzt («Taspinit-Schenkel» bei STREIFF et al. 1976), besteht der hangende Schenkel auf der Ostseite des Schams aus Trias bis Dogger und Nivaigl-Serie (Jura-Kreide). Diese Nivaigl-Serie wurde von JÄCKLI (1941) auf der Westseite des Schams als Obrist-Zone bezeichnet. Der hangende Schenkel wurde von STREIFF et al. (1976) «Nivaigl-Obrist-Schenkel» genannt, nachdem es SCHMID (1965) gelungen war, die Stirn des Nivaigl-Obrist-Schenkels in der Umgebung von Tiefencastel festzustellen, wonach eine einwandfreie Parallelisation der Nivaigl-Serie mit der Obrist-Serie feststand.

Neben den drei Schamser Hauptelementen wird auch das äusserste Element, von WILHELM als Flysch-Decke bezeichnet, noch zu den Schamser Decken gerechnet. Diese Flysch-Decke kann nach STREIFF (1939) in verschiedene tektonische Elemente gegliedert werden, nämlich von oben nach unten (Otschams):

- Curvèr-Serie
- Obere Flysch-Schuppe
- Martegnas-Serie
- Untere Flysch-Schuppe

Die oberen drei Einheiten wurden dann auf Grund der Arbeiten von ZIEGLER (1956) und STREIFF et al. (1976) zur *Platta-Decke s.l.* gezogen.

Die Fortsetzung der Schamser Decken gegen Süden ins Avers ist in mehreren Arbeiten beschrieben worden (vor allem STAUB 1937 und 1958; KRUYSSÉ 1967). Dabei verliess KRUYSSÉ die Einteilungen von STREIFF (1939) und fasste den unteren Teil der Tschera-Zone und die Gurschus-Kalkberg-Zone zu einer eigenen, normal liegenden Schuppe ohne tektonische Grenze zusammen, zur sog. *Weissberg-Schuppe*, welche er – zusammen mit der verkehrt darunterliegenden Bandfluh-Schuppe (= «rückgefaltete Schamser Marmorzone» und «Marmorsockel des Weissberges» von STAUB 1958) – neu als *Weissberg-Decke* bezeichnete (vgl. Tab. 4). Die darüberliegende Gelbhorn-Decke setzt sich nach KRUYSSÉ im Avers aus der verkehrt liegenden *Surcrunas-Tschera-Schuppe* (bestehend aus den beiden hier noch ungetrennten Surcrunas- und Tschera-Zonen von STREIFF) und der *Tiefencastler Schuppe* (bestehend aus der «Gelbhorn-Zone» von SCHMID 1965) zusammen.

9.2.2 Allgemeines

Auf fazielle Ähnlichkeiten zwischen Sedimenten der Falknis-Decke mit denjenigen der Gelbhorn-Decke wurde schon seit alters her immer wieder hingewiesen (vgl. MEYER 1909). Insbesondere die Falknis-Breccien wurden häufig mit den Vizian-Breccien (= «Taspinit-Breccien») verglichen (vgl. vor allem STREIFF 1962). Im folgenden wird versucht, auf Grund von Lithologie, Komponentenbestand und Sedimentologie der Vizian-Breccien Vergleiche mit den Falknis-Breccien zu ziehen. In einem weiteren Kapitel erläutern wir unsere Ansicht über die

umstrittene Herkunft der Schamser Decken und ihre Verbindung mit den Falknis–Sulzfluh-Decken. Dabei werden wir auch auf die von uns vorgenommene Einteilung der Schamser Decken (Tab.4 und Taf. III) eingehen, die vor allem im Gebiet zwischen Ostschams und Avers zu einer Neugliederung führt.

Tabelle 4: *Zusammenstellung der tektonischen Einheiten der Schamser Decken*

STREIFF (1939) Ostschams	STREIFF (1962) Schams i. a.	SCHMID (1965) Tiefencastel	KRUYSE (1967) Ostschams (Avers)	STREIFF et al. (1976) Schams i. a.	GRUNER (1981) Schams i. a. (inkl. Avers)
Curvèr-Serie	Martegnas-Serie	Martegnas-Serie	Martegnas-Serie	Curvèr-Serie	Curvèr-Serie
Oberer Flysch-Schuppe				Oberer Flyschzug	Oberer Flyschzug
Martegnas-Serie				Martegnas-Zug	Martegnas-Zug
Untere Flysch-Schuppe	Gelbhorn-Zone	Gelbhorn-Zone	Tiefencastler Schuppe	Nivaigl–Obrist-Schenkel	Nivaigl–Obrist-Schenkel
Surcrunas-Zone				Taspinit-Schenkel	Taspinit-Schenkel
Marmor-Zone	Tschera-Zone		Surcrunas–Tschera-Schuppe	Tschera-Decke	Weissberg–Tschera-Schuppe
Gurschus–Kalkberg-Zone	Gurschus–Kalkberg-Zone		Weissberg-Schuppe		
			Bandfluh-Schuppe	Gurschus–Kalkberg-Decke	Gurschus–Kalkberg-Decke
				Bandfluh-Schuppe	Bandfluh-Schuppe

Um Verwechslungen mit dem oft konglomeratischen Taspinit-Gneis zu vermeiden, wird im folgenden anstatt «Taspinit-Breccie» der Ausdruck «Vizan-Breccie» verwendet. Für die ganze detritische Breccien- und Sandstein-Abfolge wird der Einfachheit halber der Begriff «Vizanbreccien-Serie» gebraucht.

9.2.3 Lithologie der Vizanbreccien-Serie

Die Vizan-Breccien wurden erstmals von ESCHER VON DER LINTH & STUDER (1839) und von ALB. HEIM (1891) auf der Alp Taspegn erwähnt. In der Folge wurden sie von MEYER (1909), später von WILHELM (1933) und von STREIFF (1939) eingehender beschrieben.

9.2.3.1 Detritische Ablagerungen

Breccien: Vor allem im unteren Teil der Serie sind die Breccien charakterisiert durch eine ungeschichtete, bis 100 m mächtige Abfolge mit Lagen von unterschiedlicher Korngrösse. In einer Grundmasse von dunklem, oft dolomitisiertem Kalk (mit etwas schwarzen Tonschiefern)

sind Kalk- und Dolomit-Komponenten (im obersten Teil zusätzlich auch Kristallin-Trümmer) vorwiegend im Verhältnis 1:1 eingelagert, oft jedoch mit einem Übergewicht von Dolomit (vgl. Fig. 51). Diese Komponenten wurden im allgemeinen verfestigt einsedimentiert, doch lässt sich das Vorkommen weicher Komponenten weder auf Grund von Feld- noch von Dünnschliff-Aufnahmen (Deformation, Rekristallisation !) ausschliessen. Fest steht hingegen nach unserer Meinung, dass die von STREIFF beschriebenen, z.T. riesigen Marmor-Linsen als mit den Breccien transportierte, nicht völlig verfestigte Komponenten zu betrachten sind, analog den semilithifizierten Plattform-Kalken in den Falknis-Breccien. Die Marmor-Komponenten entsprechen völlig den Marmoren der Tschera-Decke. Gelegentlich auftretende Tonschiefer-Linsen interpretieren wir als Intraklaste, d.h. als an Ort oder im selben Becken aufgearbeitete Komponenten.

Ein zweiter Breccientypus tritt als kaum gradierte Einzelbank auf. Er ist vor allem im mittleren Abschnitt der Vizanbreccien-Serie häufig und weist gleichzeitig mit erhöhtem Kristallin-Gehalt auch ein sandigeres Bindemittel auf.



Fig. 51: Kalk-Dolomit-Breccie aus der Vizanbreccien-Serie (Gelbhorn-Decke, Schams).
Die Komponenten sind kaum gelängt.

Einzelne Bänke zeigen (z. B. am Profil Muttolta) im oberen Teil eine schnelle Korngrößen-Abnahme und dann eine deutliche Lamination. Darüber folgt öfters ein aus Ton- bis Mergelschiefer bestehendes pelitisches Intervall von eher geringer Dicke. Der Anteil an Kristallin-Trümmern am Gesamtgestein ist unterschiedlich; selten übertrifft er den Anteil der sedimentären Komponenten. Neben Dolomit- und lithifizierten Kalk-Komponenten sind aber im zweiten Breccientypus sicher semilithifizierte Kalk-Komponenten nachweisbar. Diese sind häufig von grobsandigem Bindemittel umgeben. Durch selektive Anwitterung kommt es – ähnlich wie im Falknis-Gebiet – zum Auftreten von netzartigen Strukturen.

Den groben Breccien-Horizonten sind, vor allem im mittleren Abschnitt der Vizanbreccien-Serie, auch *Feinbreccien* und *Kalksandsteine* mit turbiditischem Charakter zwischengelagert. Die *Arkosen* und *Sandsteine* im oberen Teil der Serie sind völlig kalkfrei. Am häufigsten

finden sich mittel- bis grobkörnige, teils siltige, teils grau und grün verwitternde Sandsteine, die oft gradiert sind und im oberen Abschnitt Parallel-Lamination zeigen. Zuoberst gehen sie in Tonschiefer über.

9.2.3.2 *Autochthone pelagische Ablagerungen*

Als autochthone Ablagerungen betrachten wir schwarze Tonschiefer, die im unteren Abschnitt der Serie (vgl. Profil Muttolta) als aufgearbeitete Komponenten vorliegen (z.B. im Tscherakamm-Profil). Im oberen Teil der Serie sind die Tonschiefer häufig in Wechsellagerungen mit feinen Sand- und Siltlagen.

Detritusfreie Kalkbänke, vor allem aus dem mittleren Teil der Serie, wurden ebenfalls als autochthone Ablagerungen betrachtet. Diese Kalke sind mittelgrau und völlig rekristallisiert.

9.2.3.3 *Profile* (vgl. Fig. 52)

Profil Tscherakamm

Lokalität: Am Tscherakamm, zwischen Plan Neaza und Alp Lambegn, Koord. 755.980/161.100/2300–2520 m.

Mächtigkeit: ca. 240 m.

Lithologie: Vgl. Beschreibung bei STREIFF (1939) und GRUNER (1979). Die Serie liegt in diesem Profil verkehrt. Über Trias folgt eine 50–60 m mächtige, ungeschichtete Breccien-Abfolge, die einige aufgearbeitete Schichtpakete führt. Ab 40 m über der Basis treten die ersten Kristallin-Trümmer auf. Darüber folgt eine ca. 100 m mächtige Abfolge von Kalksandsteinen, Kalk- und Tonschiefern, dichten Kalken und Vizan-Breccien mit z.T. grossen Marmor-Linsen. Als jüngste Schichtglieder folgen Wechsellagerungen von glimmerhaltigen Sandsteinen und Arkosebänken mit Tonschiefer.

Profil Sur Carungas

Lokalität: Sur Carungas (Ostschams), Koord. 758.000/159.120/2660 m – Pt. 2829.

Mächtigkeit: ca. 160 m.

Lithologie: Vgl. Beschreibung bei STREIFF und GRUNER. Der ungeschichtete Breccien-Horizont ist hier 60–70 m mächtig. In der grobdetritischen Zone führen die Breccien erstmals Kristallin-Komponenten und Marmor-Schollen. Die feindetritische Abfolge ist hier ca. 40 m mächtig. Die Serie liegt wiederum verkehrt.

Profil Planatsch

Lokalität: 1 km nördlich von Bavugls, am Grat Planatsch, Koord. 754.900/165.300.

Mächtigkeit: ca. 180 m.

Lithologie: Die Vizan-Breccien transgredieren über Taspinit-Gneis. Die Mächtigkeit der ungeschichteten Breccien-Abfolge mit häufigen Kristallin-Komponenten beträgt ca. 100–120 m.

Profile Muttolta-West und -Nord (Westschams)

Lokalität: 2 km WSW der Alp Anarosa, an der Felswand Muttolta. Koord. Profil West: 743.400/164.000/2730 m, Profil Nord: 744.750/164.500/2450 m.

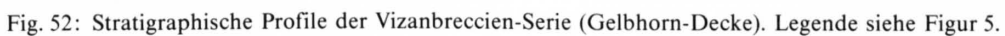
Mächtigkeit: Profil Nord: ca. 290 m.

Lithologie: Das kleine Profil am Westende der Muttolta zeigt den Übergang von Trias über Lias und Dogger in die ersten Breccien der Vizanbreccien-Serie.

Im grösseren Profil auf der Nordseite treten die sich dicht folgenden Breccien-Horizonte ca. 70 m über der Basis auf; die ersten kristallinführenden Breccien sind erstmals ca. 200 m über der Basis der Serie festzustellen. Der obere Teil der Serie ist stark tektonisiert; der jüngste Horizont (mit Sandsteinen) ist in diesem Profil nicht mehr aufgeschlossen.

Profil Inner Weissberg (Avers)

Die Abfolge am Inner Weissberg (Koord. 761.000/149.700) wurde bereits von KRUYSE (1967, S. 206) ausführlich beschrieben, so dass wir uns auf eine vereinfachende Zeichnung (Fig. 53) beschränken. Das Profil ist eigentlich ein doppeltes, findet sich doch am Weissberg eine prachtvolle Umbiegung, die die untere Einheit der Gelbhorn-Decke – die hier verkehrt liegende Surcrunas-Tschera-Schuppe von KRUYSE – mit der oberen (normal liegenden) Einheit der Weissberg-Decke, d.h. der Weissberg-Schuppe, direkt verbindet. Auffallend an den beiden Profilen ist der schnelle lithologische Wechsel innerhalb der beiden ursprünglich nicht weit voneinander entfernten Profilen. Die Breccien führen viele, z.T. ursprünglich unverfestigte, grosse Marmor-Komponenten; das Profil schliesst beiderorts mit einem ca. 80 m mächtigen, ungeschichteten Kalkmarmor.



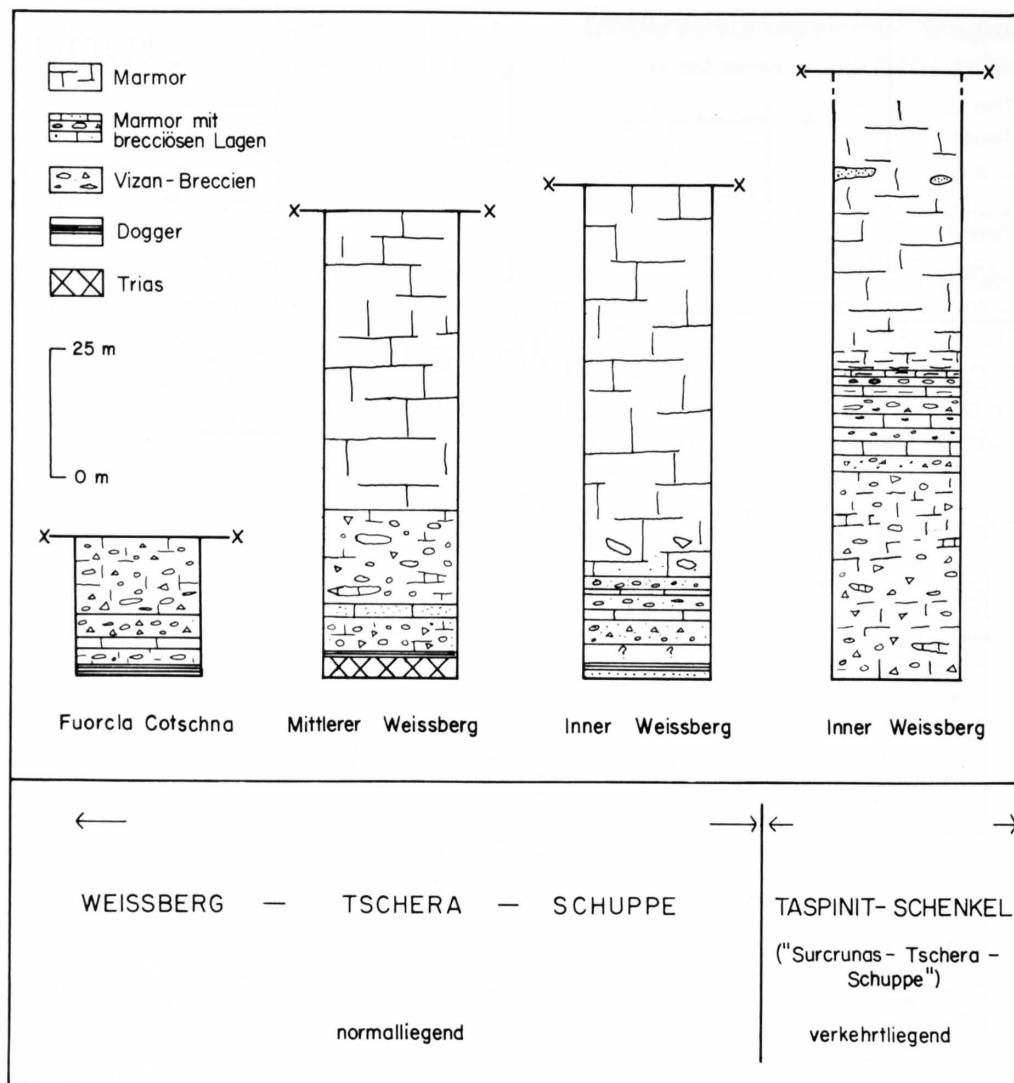


Fig. 53: Stratigraphische Übersichtsprofile in der Weissberg-Tschera-Schuppe (Tschera-Decke) und im Taspinit-Schenkel der Gelbhorn-Decke im Avers. Nach KRUYSE (1967) und eigenen Beobachtungen.

Weitere Profile

Ein interessanter Aufschluss befindet sich 500 m SE von Bavugls im Ostschams. Dort lässt sich, verkehrt gelagert, eine wunderbare Transgression von Vizan-Breccie beobachten, welche innerhalb von etwa 50 m kontinuierlich über Trias (Quarzit und Dolomit) auf konglomeratischen Taspinit übergreift (vgl. STREIFF 1939 und STREIFF in TRÜMPY 1969).

Die Profile im Westschams bleiben auf die Aufschlüsse an der Muttolta beschränkt, weil die Abfolge an der «Typus-Lokalität» – am Piz Vizan – infolge Tektonik stark gestört ist. Auffallend ist hier allerdings, dass einzelne Breccien-Horizonte ausgesprochen viel Kristallin-Material führen.

9.2.3.4 Bestand an kristallinen Komponenten

Der Anteil von Kristallin am Gesamtkomponenten-Bestand beträgt meistens 20–30% und maximal 50–60% (z. B. am Piz Vizan); im unteren Teil der Serie sind die Breccien aber meist frei von kristallinem Material. Viele Kristallin-Komponenten sind infolge Deformation gelängt. Riesige Gneisplatten konnten neben praktisch nicht gelängten Dolomit- und Kalkgeröllen gefunden werden: Dies ist unseres Erachtens ein Hinweis, dass alte (herzynische ?) Gebirge als Liefergebiet in Frage kommen.

Taspinit ist das häufigste Geröll. Es tritt meistens als grüner Augengneis, seltener als konglomeratische Varietät und vereinzelt als wenig metamorphisierter Granit auf (vgl. auch Kap. 7.9). – *Gneise*: Neben den Taspinit-Gneisen sind auch weisse, z. T. rötliche, feinlaminierte Sericit(-Biotit)gneise und blaugraue Glimmergneise zu finden. – *Kristalline Schiefer*: Wir fanden grüne Chlorit-Muskowitschiefer und Glimmerschiefer bis Glimmerquarzite (möglicherweise bereits voralpin vergneist).

9.2.3.5 Bestand an sedimentären Komponenten

Dolomite: Sie sind von weisser, gelber bis rötlicher Farbe, selten brecciös. – *Kalke*: Graublaue Kalke des Lias (analog dem Lias der Gelbhorn-Decke). In jüngeren Breccien: helle, rekristallisierte Marmore. Ausserdem dunkle, weinrote Echindermen-Spatkalke des Lias. Dolomit- und Kalkgerölle sind vorherrschend und etwa gleich häufig. – *Untergeordnet* treten auf: Sandsteine (braun- bis rötlichbraun, fein- bis mittelkörnig) und weisse, z. T. auch grünliche Quarzite. – Als *Intraklaste* fanden wir: Schwarze Tonschiefer, Kalkschiefer, blaugraue Kalke.

Die z. T. über 10 m grossen Marmor-Schollen sind selbst teilweise brecciös (Dolomit-Komponenten) und werden als nicht völlig lithifizierte Extraklaste einer nahegelegenen Plattform interpretiert (vgl. S. 99).

9.2.3.6 Vergleiche der Komponenten mit jenen der Falknis-Breccien

Der Anteil an *Kristallin-Komponenten* des Gesamtkomponenten-Bestandes ist in den Falknis-Breccien viel höher (80–90%) als bei den Vizan-Breccien (meist nur 20–30%, z. T. keine Kristallin-Trümmer).

Die Kristallin-Gerölle der Vizan-Breccien weisen nur geringe Ähnlichkeit mit Falknis-Geröllen auf. Dies fällt vor allem bei Vergleichen von Falknis-Breccien mit Vizan-Breccien in metamorph ähnlich beanspruchten Gebieten auf (z. B. Gürgaletsch-Gebiet oder Tasna-Decke). Komponenten von Taspinit-Gneis in der Vizan-Breccie sind dabei bedeutend flaseriger und heteroblastischer als die metamorphisierten Granite und Granitporphyre in der Falknis-Breccie. Die hier am häufigsten auftretenden Porphyroid-Gerölle, die auffallenden Granitporphyre sowie die vereinzelt auftretenden Diorite, Aplite und Lamprophyre konnten in keiner einzigen Vizan-Breccie gefunden werden.

In den Falknis-Breccien ist der Anteil an sedimentären Trümmern sehr untergeordnet. Die in den Vizan-Breccien dominierenden blaugrauen Kalke des ? Lias fehlen beispielsweise ganz.

Zusätzlich weisen die beiden Breccien-Schüttungen auch in ihren Schwermineral-Spektren Unterschiede auf (vgl. Kapitel 6.2.).

9.2.3.7 Grösse der Komponenten

Die grössten Komponenten der Vizan-Breccien sind Taspinite, die maximal 3–5 m gross werden (z. T. allerdings stark gelängt). Die grössten Glimmergneis-Komponenten erreichen ca. 3 m. Kalk- und Dolomit-Gerölle sind in den meisten Breccienbänken maximal 30–50 cm gross (z. T. Durchschnitt der 10 grössten Komponenten pro Aufschluss). Die grössten Trümmer wurden im Gebiet des Piz Vizan festgestellt.

Vergleich mit den Falknis-Breccien. – Unterschiede zwischen Falknis- und Vizan-Breccien zeigen sich auch in der Komponentengrösse: In den Falknis-Breccien werden vereinzelt Trümmer über 6 m gross (unverschiefert), und der mittlere, scheinbare Durchmesser der 10 grössten Komponenten (pro Bank und Aufschluss) erreicht an verschiedenen Orten Werte von über 1 m! Bemerkenswert ist, dass vor allem die proximalen Falknis-Breccien viele gut gerundete Kristallin-Gerölle führen (z. B. Stelli), was bei den Vizan-Breccien nie beobachtet werden konnte.

9.2.3.8 *Alter und Mächtigkeit*

In den Profilen Sur Carungas und Muttolta folgen über Lias-Kalken schwarze Tonschiefer mit Sandsteinen, welche nach allen Bearbeitern der Schamser Decken dem Dogger zugeordnet werden. Darüber setzen die ersten typischen Vizan-Breccien ein. Der Beginn der Serie dürfte damit, wie dies STREIFF (1939 und 1962) vorschlug, noch in den *Dogger* zu setzen sein.

Die Obergrenze der Abfolge legte STREIFF (1939) in die Kreide, z. T. aus Analogie gewisser Sandsteine im oberen Teil der Serie mit andern Kreide-Ablagerungen sowie auf Grund von Fossilfunden von MEYER (1909, fragliche Reste von *Diplopora mühlbergi* LORENZ). Im Jahre 1976 hegte STREIFF die Vermutung, dass die Vizanbreccien-Abfolge evtl. nur bis in den Dogger reichen könnte, dies wegen auffälliger Analogien des jüngsten Sandstein-Horizontes mit den Gesteinen der unterostalpinen Saluver-Serie.

1977 und 1978 wurden total 10 Proben aus Tonschiefern des jüngsten Abschnittes der Vizanbreccien-Serie von Dr. A. Isler (ETH Zürich) für palynologische Untersuchungen aufbereitet. Dabei enthielt, nach den Bestimmungen von Prof. N. Pantić, eine der Proben (GR 77/155) palynomorphe Spektren, die eindeutig für ein Kreide-Alter sprechen (Probe-Lokalität: Bavugls, Otschams, Koord. 754.950/163.350/1900 m). Die oben erwähnte Vermutung von STREIFF (1976) wird damit hinfällig.

Dass die Serie bis in die Kreide reicht, geht auch daraus hervor, dass viele Breccien im mittleren Abschnitt der Serie halbverfestigte Komponenten von Tschera-Marmor führen, welchem von allen Autoren ein Malm-Alter zugewiesen wird. Die detritusfreien autochthonen Kalke – ebenfalls im mittleren Abschnitt – würden dann z. B. analog zu den dichten Kalken der Falknisbreccien- oder Jes-Formation, die pelagische Sedimentation widerspiegeln (oberer Malm). Das vermehrte Auftreten von Tonschiefern im Hangenden der Kalke könnte ungefähr dem Neokom entsprechen.

Die *Mächtigkeit* der gesamten Vizanbreccien-Serie ist infolge Sedimentologie und Tektonik (Abscherung des jüngsten Horizontes) sehr unterschiedlich. Im Otschams beträgt sie 160–240 m, und im Wetschams scheint sie noch etwas mächtiger zu sein (Muttolta: mehr als 300 m). Im Avers hingegen beträgt die Mächtigkeit (d. h. der brecciöse Abschnitt ohne Marmor-Abfolge im Hangenden) nur ca. 60 m.

Vergleiche mit den Falknis-Breccien. – Der grobbrecciöse Abschnitt der Vizanbreccien-Serie kommt in den Dogger und den Malm zu liegen. Die groben Falknis-Breccien hingegen gehören vollständig in den obersten Malm.

9.2.3.9 *Bemerkungen zur Sedimentologie und Paläogeographie*

Die groben Breccien-Schüttungen im unteren und teilweise mittleren Teil der Vizanbreccien-Serie interpretieren wir grösstenteils als Ablagerungen in einem «submarine fan». Linsenartige Breccien, schlechte Korrelationsmöglichkeiten einzelner Bänke und gelegentliches «thin-ning-upward» weisen auf kanalisierte Ströme hin. In der Region zwischen Tschera-kamm und Planatsch liegen die Breccien direkt auf Trias oder Kristallin. Die Vizan-Breccien haben hier entweder in einem submarinen Canyon bis auf das Kristallin hinunter erodiert (wie dies z. B. von LOWE 1972 beschrieben wird), oder den Schüttungen ist vorerst eine subaerische Erosion vorangegangen, mit anschliessender schneller Submergenz (Beispiel bei MARTIN & EMERY 1967).

Als Transport-Mechanismus wird ein «grain flow» (ältere Breccien) bis «debris flow» (kalkreichere, jüngere Breccien) angenommen. Die Breccien wurden an einer relativ steilen Böschung in ein Becken geschüttet. Im grobbrecciösen Bereich wurden grosse Tonschiefer-Pakete aufgearbeitet, im distaleren Bereich verfrachteten sich die Breccien mit den schwarzen Schiefern

(Profil Muttolta). Die Nisellas-Serie wird als distalste Fortsetzung der Vizan-Breccien angesehen (vgl. Arbeiten von STREIFF und Kapitel 9.2.4).

Für die Rekonstruktion eines ungefähren paläogeographischen Bildes (vgl. Fig. 54) ist von Bedeutung, dass im SSE (d.h. infolge Verkehrtlagerung ursprünglich im NNW) beim Inner Weissberg (Avers, Taspinit-Schenkel) über den unteren Vizan-Breccien ein mächtiger Kalkmarmor auftritt, der als Plattform-Kalk zu betrachten ist. Gegen Süden (ursprünglich gegen Norden), d.h. nach der Umbiegung am Inner Weissberg in der Weissberg-Schuppe, nehmen die Breccien-Schüttungen kontinuierlich ab, und der Marmor nimmt überhand. Von dieser Plattform aus wurden riesige halbverfestigte Komponenten mit den Breccien in einen tiefermeerischen Bereich verschleppt. Der proximalste Abschnitt der Breccien-Schüttungen befand sich vermutlich im Gebiet zwischen Tscherakamm und Planatsch (Fig. 54 und Taf. III). Im NW (im Ablagerungsraum im SE) ist an der Muttolta ein bereits distalerer Bereich zu erkennen, der sich weiter nördlich (südlich) in die Nisellas-Serie fortsetzt. Die Vizan-Breccien schütteten im ursprünglichen Sedimentationsraum ungefähr Richtung SW (evtl. S), wobei das Becken im Norden während der Malm-Zeit durch eine Plattform mit starker Kalksedimentation begrenzt war.

Vergleiche mit dem Falknis-Trog. – Der Schüttungsfächer der Falknis-Breccien war vermutlich bedeutend grösser als der Fan der Vizan-Breccien. Durch ein rinnenartiges Verteilungssystem wurden die Falknis-Breccien Richtung NW geschüttet, wobei die einzelnen Bänke über weite Distanzen (bis zu 25 km) einzeln verfolgt werden können. Der Falknis-Trog war im Malm am Südrand durch eine Plattform begrenzt.

9.2.3.10 Zusammenfassung

Lithologische, sedimentologische und sedimentpetrographische Studien haben gezeigt, dass die Vizan-Breccien und die Falknis-Breccien grosse Unterschiede aufweisen und nicht miteinander zu vergleichen sind. Petrographie und Form von Komponenten der beiden Serien weisen zudem auch auf verschiedene Beschaffenheit des Hinterlandes hin.

9.2.4 Über die Herkunft der Schamser Decken

Das wichtigste Problem, das sich bei der Behandlung und Bearbeitung der Schamser Decken stellt, ist die Frage nach deren Einwurzelung («Schamser Dilemma»). Allerdings ist dieses Dilemma ein zweifaches: Einerseits wirft es die bekannte Frage auf, von welchem tektonischen Stockwerk die Decken abzuleiten sind («solution supra» oder «infra», vgl. TRÜMPY 1969) – dies ohne Berücksichtigung des Zusammenhanges mit den Klippen-Decken beziehungsweise mit Falknis-Sulzfluh. Das zweite Problem besteht darin, dass, falls man eine «untere» Lösung vorzieht, die Schamser Decken mittels einer grossen Rückfalte mit den Falknis-Sulzfluh-Decken verbunden werden müssen. Im folgenden wird zuerst letzteres Problem betrachtet – es betrifft ja vor allem auch die von uns untersuchte Falknis-Decke –, bevor wir dann in einem zweiten Kapitel auch auf das eigentliche «Schamser Dilemma» eingehen.

9.2.4.1 Verbindung der Gelbhorn-Decke mit der Falknis-Decke

Im Jahre 1925 hat der französische Geologe E. HAUG eine stratigraphische Synthese der Westalpen entwickelt. Dabei kam er auch auf die sog. Klippen-Decken zu sprechen, die im Ostalpen-Querschnitt durch die Falknis-Sulzfluh-Decke vertreten sind. HAUG schlug vor, die Klippen-Decken aus dem Liegenden der Suretta-Decke zu beziehen. Mittels einer Rückfaltung

um die Stirn dieser Decken kämen sie dann als Schamser Decken ins Hangende derselben zu liegen und würden dann bis ins Avers ziehen, wo sie mittels einer gewaltigen Rückfaltung wieder gegen Norden umkehrten. Auf diesem höheren tektonischen Niveau würden sich die Serien mit den Falknis-Sulzfluh-Decken weiter im Norden verbinden. Damit sollte nach HAUG die mittelpenninische Herkunft der Klippen-Decken (Falknis, Sulzfluh, Schams) bewiesen werden, nachdem diese von den früheren Autoren ins Unterostalpin gestellt worden waren.

In den folgenden Jahren fand diese Theorie von HAUG bei fast allen Kennern der betreffenden Gebiete durchwegs Ablehnung (vgl. beispielsweise CADISCH 1929; STAUB 1937, 1958). Eine – entgegen dem allgemeinen alpinen Deckenschub – südwärts gerichtete Rückfalte im Avers schien weit über den sonst in den Alpen bekannten Rahmen solcher Phänomene hinaus zu gehen.

Im Jahre 1962 nahm STREIFF die HAUGsche Idee wiederum auf, nachdem bereits R. TRÜMPY (1958) sich im Sinne von HAUG geäußert hatte.

Auch STREIFF erkannte, dass eine Verbindung Schams-Rätikon durch den penninischen Prättigau- und Lenzerheide-Flysch ausgeschlossen war, und verband die beiden Elemente, d. h. Falknis-Sulzfluh und Schamser Decken, wiederum mit der HAUGschen Rückfaltung. STREIFFS Arbeit basierte zu einem grossen Teil auf Vergleichen zwischen Falknis-Sulzfluh-Sedimenten mit solchen der Gelbhorn-Tschera-Decken, wobei er im Oberhalbstein an verschiedenen Orten Aufschlüsse fand, die er als Verbindungsglieder der beiden Einheiten beurteilte – gleichsam als Beweise einer Rückfaltung. Nach STREIFFS Vorstellungen zieht die nördliche, distale Fazies der Gelbhorn-Zone – die Obrist- und die Nivaigl-Serie – bis nach Juf weiter, wo sie nach der erwähnten Rückfalte nach Norden führt und (als Verkehrtchenkel) schliesslich mit der «intermediären» Fazies der Falknis-Decke zusammenkommt. Als Verbindungsglied zwischen den südlichsten Falknis-Aufschlüssen am Gürgaletsch und den letzten bekannten Nivaigl-Gesteinen (heute nach KRUYSE im hinteren Avers «Tiefencastler Schuppe» genannt) bezeichnete STREIFF u. a. die untere Curvèr-Serie, die Bercla-Schuppe sowie die Tgavrouls-Serie. Die Falknis-Decke soll dabei als ausgewalzte Deckfalte vom Gürgaletsch bis ins Rätikon bestanden haben. Im Westrätikon soll die Stirn der Gelbhorn-Falknis-Decke zu finden sein. Die proximale Fazies sei erst im Ost- und Westschams, in Form der Vizan-Breccien, ausgebildet. Auf ähnliche Weise versuchte STREIFF auch die Tschera-Decke mit der Sulzfluh-Decke zu verbinden.

Die Deckfalten-Theorie von STREIFF beruht auf vielen ungenügenden Beobachtungen. Im Jahre 1976 gab STREIFF in einem Nachwort zu den Erläuterungen des geologischen Atlasblattes Andeer bekannt, dass er die Rückfaltungstheorie nicht mehr aufrecht erhalten könne. Die Arbeiten von ZIEGLER (1956), SCHMID (1965) und DIETRICH (1970) hatten nämlich gezeigt, dass die vermeintlichen Verbindungsglieder zwischen Nivaigl-Serie und Falknis-Decke im Oberhalbstein allesamt zur Platta-Decke gehörten, die als Grosseinheit den ganzen Oberhalbsteiner Flysch sowie Sedimente und Ophiolithe der Platta-Decke s. str. und wahrscheinlich auch des Martegnas-Zuges einschliesse. Zudem stellte KRUYSE (1967) fest, dass das Hauptelement der Schamser Decken – die Gelbhorn-Decke mit ihrer mächtigen Vizanbreccien-Serie – am Inner Weissberg in einer prachtvollen Umbiegung wiederum nach Norden zurückschwingt (also nicht weiter nach Süden zieht!). Schwierigkeiten waren STREIFF aber auch durch die Resultate verschiedener Bearbeiter der Splügener Mulde erwachsen (ZURFLÜH 1961, BLANC 1965, STROHBACH 1965), die alle eine Beheimatung der Schamser Decken aus dieser Mulde ablehnten. Letzteres führte GANSSER (in LOMBARD et al. 1962) und TRÜMPY (1972, 1980) zur Vermutung, die Schamser Decken seien in der Misoxer Mulde zu beheimaten – unter Beibehaltung der fraglichen Rückfaltungstheorie.

Die vorliegende Arbeit kann ebenfalls verschiedene Theorien von STREIFF widerlegen. Es findet sich im ganzen Aufschlussgebiet der Falknis-Decke keine einzige Stelle, an der wir den vermeintlichen Verkehrtchenkel der von STREIFF postulierten Gelbhorn-Deckfalte erkannt hätten. Insbesondere im Westrätikon sollte doch die Stirn einer solchen Falte zu sehen sein. Zudem weisen die verschiedenen Sammelprofile, mit Hilfe deren STREIFF die lithologischen Ähn-

lichkeiten zwischen Falknis- und Gelbhorn-Decke beweist, grobe Fehler auf, da u. a. die Arbeit von ALLEMANN (1957), der die Stratigraphie und Sedimentologie der Falknis-Decke völlig neu bearbeitet hat, nicht konsultiert worden ist. Wie bereits erwähnt, können nach den vorliegenden Untersuchungen die Vizan-Breccien nicht mit den Falknis-Breccien verglichen werden (Alter, Lithologie, Komponentenbestand). Auch der in der Falknis-Decke über 100 m mächtige obere Teil der Falknisbreccien-Formation sowie die über 150 m mächtige Jes-Formation finden in der Gelbhorn-Decke keine Äquivalente. Wie wir anlässlich verschiedener Begehungen feststellten, weisen auch die Kreide-Ablagerungen nur teilweise Ähnlichkeiten untereinander auf. Die Aufnahmen von HESSE (1973) im Gault und von B. Schwizer (mündl. Mitteilung) in den Tristel-Schichten scheinen dies zu bestätigen.

Wir möchten daher an dieser Stelle ganz eindeutig festhalten, dass die Sedimente der Falknis-Decke keine Äquivalente jener der Gelbhorn-Decke sind. Es kann auf Grund der lithologischen Vergleiche nicht auf eine unmittelbare Nachbarschaft geschlossen werden.

9.2.4.2 *Beheimatung der Schamser Decken*

Das sog. «Schamser Dilemma» sieht zwei Lösungsmöglichkeiten für die Beheimatung der Schamser Decken vor (vgl. R. TRÜMPY 1969):

- *Solution supra*: Die Schamser Decken werden aus dem Rücken des Suretta-Kristallins bezogen, d. h. sie stammen von der oberpenninischen Margna-Decke und wurden später (von oben) um die Suretta-Decke gewickelt.
- *Solution infra*: Die Schamser Decken stammen aus dem Liegenden des Suretta-Kristallins, d. h. aus der Splügener Mulde, oder aus dem Liegenden der Tambo-Decke (höhere Teile der Misoxer Mulde) und wurden von unten eingewickelt.

Die erste Lösung wird vor allem von J. Neher (unpubl.), STREIFF (1939), STAUB (1958), KRUYSE (1967), DIETRICH (1970) und neuerdings von MILNES & SCHMUTZ (1978) vertreten, während für die untere Lösung STREIFF (1962, 1976) und TRÜMPY (1972, 1975 a, 1980) eintreten. Dabei spricht sich TRÜMPY eher für eine Herkunft aus den höheren Teilen der Misoxer Mulde aus, weil die Bearbeiter der Splügener Mulde, wie oben erwähnt, eine Beheimatung aus diesem tektonischen Stockwerk aus verschiedenen Gründen ablehnen.

Die tektonische Situation der Gelbhorn-Decke ist zusammenfassend auf Tabelle 4, auf Figur 54 und auf Tafel III dargestellt. Nach STREIFF et al. (1976) ist die Decke als Deckfalte zu bezeichnen, mit zwei Schenkeln und einem triadischen Deckfalten-Kern. Unter diesem Kern befindet sich im Ostschams in verkehrter Lagerung Schenkel I (*Taspinit-Schenkel*), bestehend aus Trias, Lias, z. T. Dogger und vor allem der Vizanbreccien-Serie. Über diesem Schenkel liegt – in Normallage – der Schenkel II, bestehend hier aus Nisellas- und Nivaigl-Serie (*Nivaigl-Obrist-Schenkel*). Im Westschams ist die Abfolge gerade umgekehrt: Über dem Trias-Kern kommt der normal liegende Taspinit-Schenkel mit vor allem Vizan-Breccie, darunter der verkehrt liegende Nivaigl-Obrist-Schenkel, bestehend aus Nisellas- und Obrist-Serie. Ebenfalls als Deckfalte bezeichnet wird die Tschera-Decke (STREIFF 1962, 1976), wobei die einzelnen Schenkel infolge starker tektonischer Beanspruchung teilweise bis zur Unkenntlichkeit ausgewalzt worden sind.

Die wichtigste Frage des vorliegenden Schemas und damit die *Kernfrage* des «Schamser Dilemmas» überhaupt ist: wo stirnen diese beiden Deckfalten? Eine Antwort darauf findet sich bei KRUYSE, wenn auch seine Abfolgen im Avers wegen der andersartigen Nomenklatur der tektonischen Einheiten schwierig mit derjenigen der Otschamser Einheiten zu vergleichen und damit zu verbinden sind. Dies wahrscheinlich auch deswegen, weil unmittelbar an der Grenze zwischen den beiden Bearbeitungsgebieten wichtige Aufschlüsse unter einer ausgedehnten Quartär-Bedeckung liegen. KRUYSE teilte seine Einheiten in zwei Deckfalten auf: Gelbhorn-Decke und Weissberg-Decke. Die obere, normal liegende Schuppe der Weissberg-Decke

nannte er *Weissfluh-Schuppe* (vgl. Tab.4) und parallelisierte sie mit dem unteren Teil der Tschera-Decke, während er den oberen Teil der Tschera-Decke zum verkehrt liegenden Schenkel der Gelbhorn-Decke rechnete, den er *Surcrunas-Tschera-Schuppe* nannte. Diese Schuppe soll nach KRUYSE im Avers sowohl Elemente der Gelbhorn- als auch der Tschera-Decke des Otschams enthalten. Eine Trennung zwischen diesen beiden Elementen soll erst weiter im Norden, im Gebiet des Piz Gurschus und des Piz Tschera, durch eine tektonische Aufspaltung erfolgen. Die Einteilung von KRUYSE stimmt aber mit den Resultaten von STREIFF und mit eigenen Beobachtungen nicht überein:

- Auf Grund der Arbeiten von STREIFF (1962) muss der normal liegende, obere Teil der Tschera-Decke mit der ebenfalls normal liegenden Weissberg-Schuppe (und nicht mit der verkehrt liegenden Surcrunas-Tschera-Schuppe) parallelisiert werden.
- Die oben erwähnte tektonische Aufspaltung dieser Surcrunas-Tschera-Schuppe ist gar nicht möglich, weil die Gelbhorn- und Tschera-Deckfalten überall zwei tektonisch völlig selbständige Deckeneinheiten mit durchwegs primärtektonischem Kontakt bilden (STREIFF 1976). Alle Sedimente der Surcrunas-Tschera-Schuppe von KRUYSE sind im stratigraphischen Verband – sie bilden ja den Verkehrtchenkel einer einzigen Deckfalte (Gelbhorn-Decke). Und diese stratigraphischen Verhältnisse waren die Ursache für die unklare tektonische Gliederung von KRUYSE: Die Vizanbreccien-Serie weist nämlich im Avers einen bedeutenden faziellen Wechsel auf. An Stelle der mittleren und oberen Breccien-Abfolge tritt zwischen Sur Carungas und Inner Weissberg kontinuierlich weisser Marmor. Die 80 m mächtige Marmor-Abfolge am letztgenannten Ort (vgl. Fig. 53) gehört noch eindeutig zum Taspinit-Schenkel der Gelbhorn-Decke.

Zusammenfassend ist festzuhalten: Der Taspinit-Schenkel des Otschams entspricht völlig der Surcrunas-Tschera-Schuppe im Avers.

Für die Tschera-Decke heisst dies nun folgendes: Die normal liegende, stark verschuppte Decke zieht von den markanten Aufschlüssen am Piz Tschera unter der starren Platte des Taspinit-Schenkels nach Süden, mit zunehmender Einschaltung von Dolomit-Komponenten im Marmor (STREIFF 1939). Nördlich der Alp Schmorras sind die meisten Aufschlüsse durch Quartär-Ablagerungen verdeckt. Erst weiter im Süden tritt die gleiche Decke wieder auf, diesmal von KRUYSE als Normalschenkel der Weissberg-Decke (= Weissberg-Schuppe) bezeichnet. Diese Weissberg-Schuppe entspricht der Tschera-Decke (normal liegender Schenkel) – wir nennen sie im folgenden Weissberg-Tschera-Schuppe. Diese ist weiter gegen Süden verfolgbar, mit einer Zunahme der Dolomit-Breccien im auffälligen Tschera-Marmor, bis zum Inner Weissberg. Dort berichtet KRUYSE von der sogenannten «*Querfalte*», die für die Abwicklung der Schamser Decken von grösster Bedeutung ist. Hier verbinden sich Weissberg-Decke (d.h. Weissberg-Schuppe) mit der darüber liegenden Gelbhorn-Decke (d.h. der verkehrt liegenden Surcrunas-Tschera-Schuppe). Letztere zieht bekanntlich als Taspinit-Schenkel nordwärts ins Otschams zurück. *Zusammenfassend*: Auf die normal liegende Tschera-Decke legt sich sowohl am Piz Tschera als auch am Inner Weissberg der Verkehrtchenkel (Taspinit-Schenkel) der Gelbhorn-Decke, auf welchem dann seinerseits der Normalschenkel der Gelbhorn-Decke (mit dem Nivaigl-Obrist-Schenkel, bei KRUYSE Tiefencastler Schuppe genannt) liegt.

Damit löst sich die Kernfrage, die oben gestellt wurde – nämlich die Frage nach der Stirn der Gelbhorn- und der Tschera-Decke – von selbst. Die Stirn der beiden Deckfalten kann sich nicht im Avers (d.h. auf dem Rücken des Suretta-Kristallins) befinden; sie muss demzufolge im Norden zu suchen sein (evtl. in der Splügener Mulde).

Neben der vorliegenden Aufgliederung der Gelbhorn-Decke und der normal liegenden Tschera-Decke (= Weissberg-Tschera-Schuppe) muss auch die Bedeutung der zur letzteren gehörenden *Bandfluh-Schuppe* betrachtet werden, welche nach KRUYSE als verkehrt liegender Schenkel seiner Weissberg-Decke betrachtet wurde. Nach der oben erfolgten Aufgliederung stellt diese Bandfluh-Schuppe den verkehrt liegenden Schenkel der ebenfalls als Deckfalte aus-

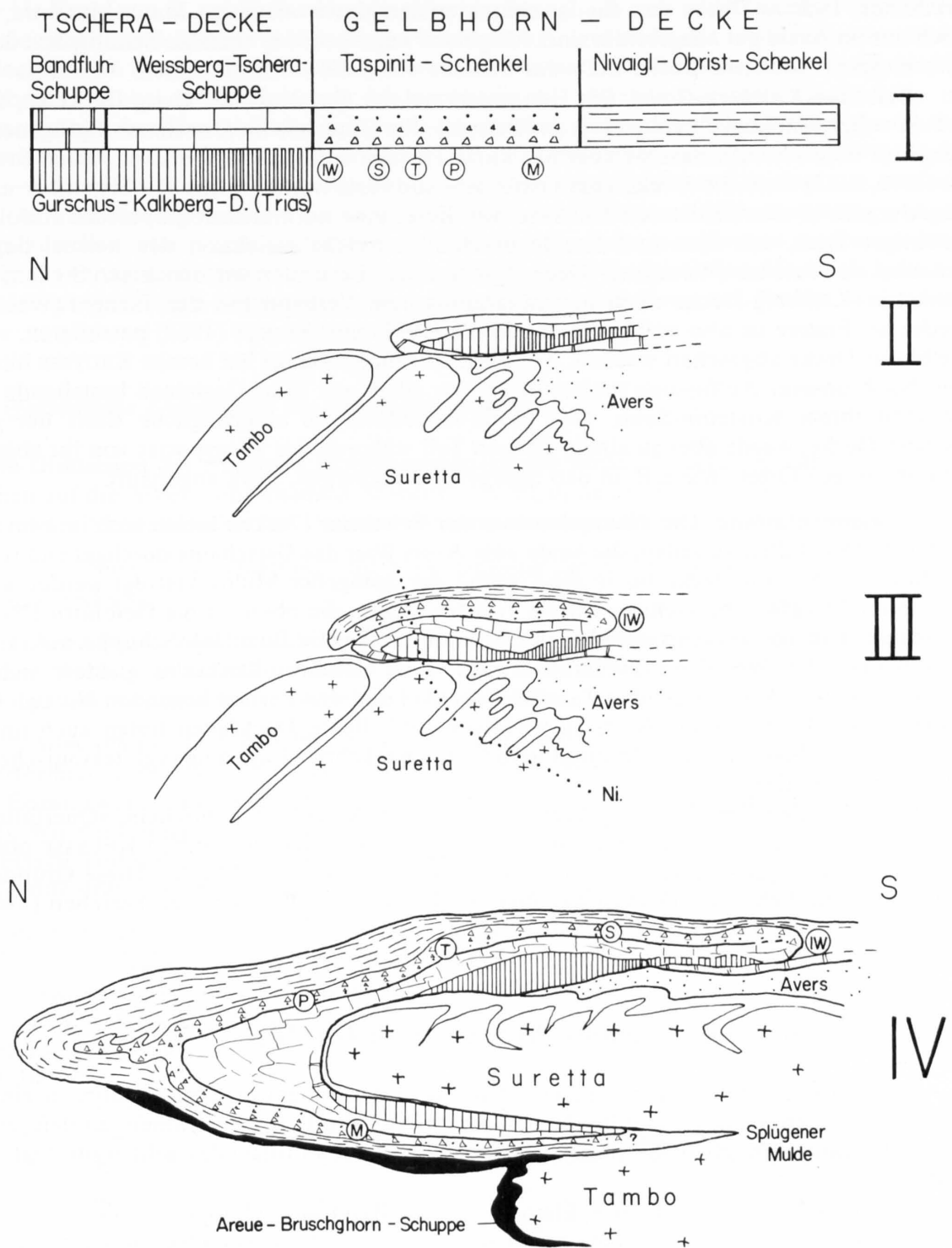


Fig. 54: Schematische Darstellung der Entwicklung der Schamser Decken.

Phase I: Ursprünglicher Ablagerungsraum.

Phasen II/III: Vormarsch der Tschera-Decke (II) und der Gelbhorn-Decke (III) über die isoklinal (evtl. S-vergent) gefalteten Tambo-Suretta-Decken (nach MILNES & SCHMUTZ 1978).

Phase IV: Heutige Situation der Schamser Decken.

Abkürzungen: *IW* = Inner Weissberg, *S* = Sur Carungas, *T* = Tschera-kamm, *P* = Planatsch, *M* = Muttolta, *Ni* = Niemet-Faltenachsebene.

gebildeten Tschera-Decke dar. Sie ist charakterisiert durch mächtige Malm-Marmore, die jedoch nur im Avers gut ausgebildet sind. Möglicherweise gehören einzelne Schubspäne der stark verschuppten «Tschera-Decke i. a.» des Schams ebenfalls noch zu diesem Verkehrtsschenkel.

Gurschus-Kalkberg-Decke: Ein Hauptmerkmal der Gurschus-Kalkberg-Decke ist, dass sie z. T. in voller Mächtigkeit entwickelt ist (Beispiel: Piz Gurschus im Ostschams, Splügener Kalkberge im Westschams), dass sie aber auf kurze Distanz völlig auskeilen kann. Nach STREIFF et al. (1976, S. 87) zieht die Decke vom Ostschams südwärts weiter in den Piz Settember und den Piz Alv, also in das Gebiet von KRUYSE, wo dieser eine normal stratigraphische Abfolge von mächtiger Trias, von Jura und Kreide beschreibt, welche gleichsam den normal liegenden Schenkel der Tschera-(Weissberg-)Decke bildet. Hier also finden wir diejenigen Stellen, wo die Gurschus-Kalkberg-Decke noch in stratigraphischem Verband mit der Tschera-(Weissberg-)Decke ist. Erstere ist also nicht, wie das STAUB (1958) und STREIFF (1962) postulieren, von der Gelbhorn-Decke abgeschert worden. Auf diese Zusammenhänge hat bereits KRUYSE hingewiesen. Nach unserer Auffassung bildete diese, vor allem aus Trias-Gesteinen bestehende Decke (mitsamt ihrem Kristallin-Span, dem Nolla-Kristallin) die ursprüngliche Basis der ganzen Tschera-Decke, wurde aber zu einem grossen Teil während des Transportes von ihr abgeschert und an einigen Orten, wie z. B. in den Splügener Kalkbergen, stark angehäuft.

Zusammenfassung: Die Hauptelemente der Schamser Decken lassen sich in zwei hauptsächliche Deckfalten aufteilen, die beide vom Avers über das Ostschams durchgehend rund um die Stirn der Suretta-Decke bis in die Gegend der Splügener Mulde verfolgt werden können. Die untere Deckfalte bezeichnen wir als Tschera-Decke, die obere ist die Gelbhorn-Decke. Im Ostschams tritt als Verkehrtsschenkel der Tschera-Decke die Bandfluh-Schuppe auf, als Normalschenkel die Weissberg-Tschera-Schuppe. Die Gelbhorn-Deckfalte gliedert sich nach STREIFF in den verkehrt liegenden Taspinit-Schenkel und den normal liegenden Nivaigl-Obrist-Schenkel, die beide bis ins Avers zu verfolgen sind. Beide Deckfalten treten auch im Westschams voll in Erscheinung, allerdings gerade in umgekehrter Lagerung (vgl. tektonische Übersichtskarte, Taf. III).

Da die beiden Deckfalten im Avers durch die von KRUYSE beschriebene «Querfalte» synklinal miteinander verbunden sind, muss ihre Stirn – wie dies auch schon KRUYSE postuliert hat – im Norden gelegen haben (evtl. in der Nähe der Splügener Mulde). Diese Gründe sprechen dafür, die Schamser Decken aus dem Rücken der Suretta-Decke zu beziehen («solution supra»).

9.2.4.3 Schematische Paläogeographie der Schamser Decken (Jura)

Die an dieser Stelle vorgenommene Aufteilung der Schamser Decken führt zu einer Abwicklung in einem paläogeographischen Raum im N-S-Profil, der zusammen mit den sedimentologisch-stratigraphischen Resultaten für den Oberjura etwa folgendes Bild ergibt (vgl. Fig. 54 zuoberst):

Das ursprünglich nördlichste Element ist die Bandfluh-Schuppe mit ihrem mächtigen Malm-Kalk, zu dem sich im Schams eventuell noch Lias und Dogger gesellen. Als nächst südlicheres Element tritt der im Ostschams normal liegende Schenkel der Tschera-Decke auf, d. h. die Weissberg-Tschera-Schuppe. Diese führt Lias-Dogger, der aus Kalken, Schieferen und Breccien besteht, sowie einen mächtigen Malm (Marmor), der bereits am Steurihorn im Westschams z. T. leicht brecciös ist (mündl. Mitteilung J. Neher) und der weiter im Süden zunehmend brecciöser wird (Profil Inner Weissberg). Nach der synklinalen Verbindung der Tschera-Decke mit dem Taspinit-Schenkel der Gelbhorn-Decke werden die Breccien-Schüttungen fortlaufend dominanter: vorerst am Inner Weissberg (oberes Profil) noch mit Malm über den Breccien, gegen Süden aber langsam übergehend in eine proximalere Fazies der Vizanbreccien-Serie (Alter:

Dogger bis Kreide), z. B. am Tscherakamm oder bei Bavugls. Weiter südwärts wird diese Breccien-Serie zunehmend distaler (Muttolta im Westschams), und nach der Umbiegung der Gelbhorn-Deckfalte im Norden (mit der Breccie von Tiefencastel) tritt sie in distalster Fazies im Nivaigl-Obrist-Schenkel wieder auf: als Nisellas-Serie mit darüber liegender Obrist-Serie im Westschams, mit der Nivaigl-Serie im Hangenden im Ostschams. Die Nivaigl- und die Obrist-Serie weisen nur in den untersten Abschnitten Breccien auf; nach STREIFF et al. (1976) dürfte der sog. «Untere Sericitmarmor» als Malm anzusprechen sein. Zu dieser Zeit sind also im Sedimentationsraum dieses Schenkels der Gelbhorn-Decke bereits keine detritischen Ablagerungen mehr festzustellen. Die primär südlichsten Aufschlüsse der Schamser Decken finden wir etwa 2 km SE des Inner Weissberges: Nisellas-Nivaigl-Serie des Nivaigl-Obrist-Schenkels (mit nur untergeordnet klastischen Sedimenten; vgl. ausführliche Beschreibung bei STREIFF et al. 1976).

9.2.4.4 Tektonische Entwicklung der Schamser Decken

Die Diskussion der einzelnen Bewegungsphasen der beiden Deckfalten stützt sich im wesentlichen auf die Arbeit von MILNES & SCHMUTZ (1978), in deren strukturellen Untersuchungen im Gebiet der Suretta-Decke vier Deformationsphasen ausgeschieden werden konnten.

1. *Avers-Phase*: Überschiebung und Verschuppung des Suretta-Kristallins mitsamt seiner Sedimentbedeckung.

2. *Ferrera-Phase*: Isoklinalfaltung (Einfaltung der Sedimentbedeckung, vor allem auch der Splügener Mulde, ins Kristallin). Diese Phase fällt nach MILNES & SCHMUTZ in die mittlere Kreide und war möglicherweise südvergent (vgl. Fig. 54).

3. *Schams-Phase*: In dieser Phase sind die verschiedenen Schamser Decken über den bereits verformten Suretta-Komplex nach Norden gegliitten. MILNES & SCHMUTZ legen diese Phase in das Eozän (wegen des «eozänen» Gelbhorn-Flysches, der bislang aber nie datiert werden konnte). Wir sind hingegen der Auffassung, dass die Schams-Phase wegen der suprapenninischen Flysch-Transgression (vgl. THUM & NABHOLZ 1972) noch in die Oberkreide zu verlegen ist. Folgende drei Phasen gehören nach unseren Vorstellungen in diesen Abschnitt:

- a) In einer ersten Phase stösst die Tschera-Decke nordwärts bis über die Suretta-Bündnerschiefer vor. Dabei wird der Verkehrtshenkel, die Bandfluh-Schuppe, jedenfalls teilweise, zurückgelassen. Die Decke stirnt im Norden etwa über der bereits vorgebildeten Splügener Mulde. Die Trias der heutigen Gurschus-Kalkberg-Decke bleibt z. T. in ihrem Verband mit der Tschera-Decke, z. T. hat sie sich aber losgelöst und wurde lokal angehäuft (vgl. Fig. 54/II).
- b) In einer zweiten Phase bildet sich über der Tschera-Deckfalte eine zweite Deckfalte: die Gelbhorn-Decke. Diese ist mit ersterer durch die Querfalte am Inner Weissberg direkt verbunden. Sie dürfte etwa am gleichen Ort wie die Tschera-Decke stirnen und weist zwei vollständige Schenkel auf. Durch die massive Überlast der Gelbhorn-Decke fand im Bereich der Weissberg-Tschera-Schuppe und der Gurschus-Kalkberg-Decke möglicherweise eine zusätzliche Boudinierung statt (Fig. 54/III).
- c) Über dieses Deckengewölbe haben sich wahrscheinlich auch höhere Einheiten geschoben (z. B. die oberpenninische Platta-Decke s.l.), allerdings nicht sehr weit nach Norden, da diese Einheiten von der späteren Einwicklung im Norden (Phase IV) nicht betroffen worden sind.

4. *Niemet-Phase*: Diese letzte Phase wird von MILNES & SCHMUTZ (1978) als Isoklinalfaltung gedeutet. Nach den beiden Autoren kam es zur Bildung einer riesigen, nach Norden schliessenden, liegenden Falte – mit der Suretta-Decke als Kern. Die Faltenachsen-Ebene ist

auf der Figur 54/III mit einer punktierten Linie eingetragen. Ein vereinfachtes schematisches Bild mit der heutigen tektonischen Lage – nach der Umwicklung der Schamser Decken um das Suretta-Kristallin – ist zuunterst auf derselben Figur dargestellt.

9.2.5 Zusammenfassung

Ohne vorerst auf tektonische Korrelationen einzugehen, haben wir die Vizanbreccien-Serie mit den Jura-Breccien der Falknis-Decke verglichen. Dabei sind wir auf Grund von Komponenten-Vergleichen, von sedimentologischen, lithologischen und neuen stratigraphischen Ergebnissen zum Schluss gelangt, dass die beiden Serien zu wenig Gemeinsamkeiten aufweisen, als dass man sie nach der Theorie von STREIFF (1962) in unmittelbarer Nachbarschaft plazieren könnte.

Die Theorie von HAUG (1925) und STREIFF – nämlich die Korrelation der Klippen-Decken Falknis-Sulzfluh mit den Schamser Decken mittels einer Rückfalte im Avers – wurde eingehend besprochen und kann nach unserer Beurteilung nicht mehr aufrecht erhalten werden. Wir glauben, dass es im Bündner Querschnitt zur Jura-Zeit zur Ausbildung von zwei verschiedenen Schwellenbereichen kam.

In einem längeren Exkurs wird die Frage nach der Herkunft der Schamser Decken erläutert. Auf Grund der Arbeiten von KRUYSE (1967), von STREIFF et al. (1976) und eigenen Beobachtungen können zwei Deckfalten unterschieden werden: die Tschera-Decke und die Gelbhorn-Decke. Die Tschera-Decke weist einen vollständigen Normalschenkel (Weissberg-Tschera-Schuppe) und einen reduzierten Verkehrtsschenkel auf (Bandfluh-Schuppe), während die Gelbhorn-Decke vollständige Normal- und Verkehrtsschenkel besitzt (Nivaigl-Obrist-Schenkel und Taspinit-Schenkel). Beide Decken sind durch die sogenannte «Querfalte» synklinal miteinander verbunden. Die Stirn der beiden Deckfalten muss sich daher im Norden befinden. Die Schamser Decken sind aus diesem Grund aus dem Süden zu beziehen, d.h. sie sind aus dem Raum im Hangenden des Margna-Kristallins abgeschert worden. Dabei haben sich folgende Bewegungsphasen abgespielt: Die Schamser Decken wurden vom Kristallin abgeschert und sind über das mittelmittelkretazisch isoklinal gefaltete, vermutlich südvergente Suretta-Kristallin (nach MILNES & SCHMUTZ 1978) nach Norden geglitten. Darüber legte sich zuerst die Tschera-Decke mit ihren beiden Schenkeln (Bandfluh-Schuppe, unten, und Weissberg-Tschera-Schuppe, oben), wobei deren triadische Basis z. T. im Verband blieb (Avers), z. T. aber als Gurschus-Kalkberg-Decke abgeschert und tektonisch angehäuft worden ist. Darüber legte sich dann die Gelbhorn-Decke mit dem verkehrt liegenden Taspinit-Schenkel und dem Nivaigl-Obrist-Schenkel. In einer letzten, nordvergenten Phase (Nimet-Phase nach MILNES & SCHMUTZ) folgte die Einwicklung der Schamser Decken bis unter das Suretta-Kristallin.

Auf Grund dieser Abwicklung kommen wir zum folgenden, hypothetischen Bild des primären, mittel- und oberjurassischen Ablagerungsraumes (von Nord nach Süd): Bandfluh-Tschera-Weissberg-Taspinit/Vizan-Obrist-Nivaigl.

9.3 Arosa-Zone

9.3.1 Allgemeines

Der von CADISCH et al. (1919) eingeführte Begriff der «Aroser Schuppenzone» wurde von AMPFERER (1933) in «Arosa-Zone» umbenannt. Sie stellt eine stratigraphisch uneinheitliche tektonische Mischzone dar, die vor allem charakterisiert ist durch den Reichtum an Ophiolithen, Radiolariten und durch ein breccienreiches Mesozoikum. Die Arosa-Zone wird auf Grund li-



Fig. 55: Kalk-Dolomit-Breccie mit Hornstein-Konkretionen aus der Arosa-Zone am Profil Wurmhalde (Westrätikon).

thologischer Gemeinsamkeiten mit der Platta-Decke parallelisiert (DIETRICH 1970) und wird als oberste penninische Einheit definiert (TRÜMPY 1975 *a*). Über den penninischen Falknis-Sulzfluh-Einheiten und unter der überschobenen Masse des Ostalpins wurden diese südpenninischen Gesteine weit nach Norden verschleppt, wobei möglicherweise höhere Einheiten miteingeschuppt worden sind (ALLEMANN 1957 und WEISSERT 1975).

In der vorliegenden Arbeit werden verschiedene Breccienarten der Arosa-Zone aus dem Rätikon (dort auch «Quetschzone» genannt) und aus Mittelbünden beschrieben und mit den Falknis-Breccien verglichen.

9.3.2 Arosa-Zone im Rätikon

9.3.2.1 Wurmhalde

An der Wurmhalde unter der Schesaplana-Südwand (Koord. 733.200/212.150) tritt eine ca. 50 m mächtige Breccien-Abfolge auf, die von CADISCH (1921) als «Falknisbreccie» bezeichnet worden ist. Die vorliegenden Untersuchungen (siehe auch GRUNER 1979) haben erwiesen, dass die ganze Abfolge – sie liegt tektonisch über Sulzfluh-Kalk ! – als Einheit zu betrachten ist, die eindeutig zur Arosa-Zone gehört.

Profil (vgl. Fig. 41 in GRUNER 1979): Im unteren Teil einer ca. 50 m mächtigen, ungeschichteten Breccien-Abfolge dominieren in einer sandigen, gegen oben zunehmend kalkigeren Grundmasse Dolomit- und Kalk-Komponenten (vgl. Fig. 55). Daneben finden sich als Komponenten: Sandkalke, Hornsteine, rötliche Crinoidenkalke, grüne Tonschiefer und verkieseltes Holz. Im obersten Abschnitt der Breccie tritt vereinzelt kristallines Trümmermaterial auf: grüne Granite, Granodiorite, Quarzporphyre. Über der Breccie folgen dunkle, mergelige, dünnplattige Kalke mit Hornstein-Lagen, die mit Feinbreccien wechsellagern. Darüber liegen, durch wenige Meter Schutt abgetrennt, kieselige Schiefer mit Sandsteinbänken.

Alter: In Analogie zu Breccien aus der Arosa-Zone in Mittelbünden wird auch für diese Breccien ein Alter von (oberem) Lias bis ? Dogger angenommen. Die über den Breccien folgenden mikritischen Kalke und Kieselschiefer weisen grosse Ähnlichkeit mit den Aptychenkalken und Kreide-Schiefern der Arosa-Zone in Mittelbünden auf.

9.3.2.2 Bettlerjoch-Breccie

Die berühmten Breccien-Aufschlüsse auf dem Bettlerjoch (Koord. 765.200/215.600) wurden in der Literatur bereits ausführlich beschrieben (D. TRÜMPY 1916, AMPFERER 1937, ALLEMANN 1957 und D. RICHTER 1957). Bei SCHAETTI (1951) und GRÜNER (1979) finden sich ausführliche lithologische Beschreibungen, so dass in den folgenden Ausführungen nur eine Zusammenfassung gegeben wird.

Der hauptsächliche Breccientypus ist eine Dolomit-Breccie, die in einer kalksandigen Grundmasse z. T. nur wenige Zentimeter grosse Dolomit-Komponenten, z. T. zusätzlich dunkelgraue Kalke, Sandsteine, rote Tonschiefer sowie schwarze und rote Hornsteine führt.

Bei den Hornstein-Knollen handelt es sich, wie eigene Dünnschliffe und diejenigen von SCHAETTI zeigen, nicht um Radiolarite, wie dies D. RICHTER vermutete, sondern um Dolomit-Oolithe, deren Ooide und Onkoide z. T. völlig verkieselt und rot pigmentiert sind und mit Radiolarien verwechselt werden können. Diese roten Konkretionen gleichen den Radiolariten stark.

Alter: Da es sich bei den Hornsteinen nicht um (oberjurassische) Radiolarite handelt, ist ein Malm-Alter (siehe D. RICHTER 1957) wenig wahrscheinlich. Die Bettlerjoch-Breccie weist grosse Ähnlichkeit mit verschiedenen liasischen Breccien aus der Arosa-Zone in Mittelbünden und aus dem Unterostalpin auf (SCHÜPBACH 1973, FINGER 1978), so dass wir aus Analogiegründen ebenfalls ein Lias-Alter annehmen.

9.3.2.3 Übrige Breccien im Rätikon

1 km östlich der *Grossen Furgga* (Koord. ca. 768.300/214.000) befindet sich ein kleines Profil mit Breccien, die denjenigen der Wurmhalde sehr ähnlich sind. Neben vorwiegend Dolomit-Komponenten führen die Breccien auch Kalkgerölle, rote und grüne Tonschiefer, schwarze Hornstein-Konkretionen sowie im oberen Teil auch vereinzelt Quarzite, kopfgrosse Granite und Granitporphyre. Über dem Breccien-Horizont folgen wenige Meter dichte, dunkle Kalke und, durch Bedeckung getrennt, einige Meter rote und grüne Radiolarite. Auf Grund der stratigraphischen Lage dürfte diese Breccie ebenfalls ein Lias-Dogger-Alter haben.

Die im ganzen Rätikon verbreitet vorkommenden *Weissfluh-Breccien* von SCHAETTI (1951) werden im nächsten Abschnitt besprochen.

Im Rätikon treten weiter vereinzelt echte *Radiolarit-Breccien* auf (D. RICHTER 1957). Daneben berichten BLASER (1952) und ALLEMANN (1957) von gelegentlichen Obertithon-Breccien (mit vorwiegend Dolomit- und Quarzgeröllen), die ebenfalls zur Arosa-Zone gehören.

9.3.3 Arosa-Zone in Mittelbünden

9.3.3.1 Maraner Breccie

Die bekannteste Breccie aus der Arosa-Zone dürfte die Maraner Breccie in der Nähe von *Arosa* sein, die seit je das Interesse der Geologen auf sich gezogen hat. Insbesondere in bezug auf Genese und Alter herrschen grosse Unstimmigkeiten (vgl. CADISCH 1921, STEINMANN 1925,

ROESLI 1944 und GRUNAU 1947). GRUNER (1979) beschreibt verschiedene Aufschlüsse neu. Die Ergebnisse seien im folgenden nur kurz zusammengefasst:

In einer Matrix von roten Tonschiefern bis echtem Radiolarit befinden sich folgende Hauptkomponenten: Hauptdolomit, Intraklaste aus Radiolarit und roten Tonschiefern. Nebenkomponten (nach GRUNAU 1947 und 1959 und eigenen Beobachtungen): Chlorit-Sericitschiefer, Muskowit-Albitgneis, Quarzite, grüne Hornsteine und Schiefer, fossiles Holz, Serpentin, Lias-Kalke.

Sedimentologisch können die Maraner Breccien als «debris flow»-Ablagerungen interpretiert werden, wobei das Trümmermaterial vermutlich in mehreren Etappen in die Tiefsee transportiert worden ist.

In bezug auf das *Alter* stimmen wir den Interpretationen von ROESLI (1944) und D. RICHTER (1957) zu und betrachten die Maraner Breccien als Altersäquivalente der oberjurassischen Radiolarite. Radiolarit und radiolarienführende Schiefer als Bindemittel der Breccien und als durchgehende autochthone Sedimentation zwischen zwei Maraner Breccien sprechen für diese Annahme. Im übrigen sind ähnliche Radiolarit-Breccien aus dem Malm der Platta-Decke (DIETRICH 1969) und des Unterostalpins (ROESLI 1946) bekannt.

9.3.3.2 Weissfluh-Serie

Die besten Aufschlüsse der Arosa-Zone sind im Gebiet zwischen *Klosters* und *Davoser Weissfluh* zu finden. CADISCH hat in verschiedenen Arbeiten (1921, 1929, 1951) und Karten die hier auftretenden Gesteinsserien in eine «normale» und eine «orogene» Fazies aufgeteilt, wobei letztere grosse Analogien mit der Saluver-Serie des Oberengadins (Unterostalpin) aufweist und, auf Grund der damals üblichen Interpretation der Saluver-Serie, bis in die Kreide reichen soll. Die orogene Serie besteht wie die Saluver-Serie vorwiegend aus Breccien (Weissfluh-Breccien) und aus damit vergesellschafteten Sandsteinen und Schiefen. ROESLI (1944) konnte im Typus-Profil der Saluver-Serie nachweisen, dass diese Gesteinsabfolge nur bis in den mittleren Jura reicht. GEES (1954) und D. RICHTER (1957) hingegen hielten für die orogene Abfolge in der Arosa-Zone – die neubenannte «Weissfluh-Serie» – am jurassisch-kretazischen Alter fest.

Breccien: Der lithologische Aspekt der Weissfluh-Breccien, insbesondere der Komponenten-Gehalt, wechselt je nach Lokalität sehr rasch. In den verschiedenen Profilen (Fig. 56) geht der Hauptdolomit an der Basis allmählich in eine monogene Dolomit-Breccie über, die ihrerseits gegen das Hangende zunehmend liasische Kalktrümmer, rote und grüne Tonschiefer, sowie diagenetische Hornstein-Bildungen führt (*Liasbreccien* von CADISCH). In den jüngeren Breccien-Horizonten tritt, vorerst nur in einzelnen Blöcken, altriadisches und kristallines Material auf. Das vorwiegend rote oder grüne Kristallin-Material verleiht den Breccien, zusammen mit den weiterhin dominierenden, gelb-leuchtenden Dolomit-Trümmern und roten und grünen Tonschiefer-Schmitzen, ein buntes Aussehen. Je nach Aufschluss überwiegen grünliche, oft löcherig verwitternde Breccien, oder, was seltener ist, die Breccien führen in einem kärglichen Quarz-Dolomit-Zement vorwiegend Trümmer von rötlichem Quarzit und von dunkelroten Quarzporphyren.

Komponenten: *Sedimente:* Dolomite, Spat- und Sandkalke (? Lias), Quarzite des Buntsandsteins (hell- bis mittelrot oder weiss), Lumachellen-Kalke, rote und grüne Tonschiefer, Konglomerate (? paläozoisch), grosse schwarze Tonschiefer-Lagen (Intraklaste). – *Kristallin:* Grünliche Schiefer und Gneise (Zweiglimmergneise, Sericitgneise, Chlorit-Sericitschiefer), Porphyroide (vor allem Quarzporphyre), grüne Granite, Granitporphyre (selten), Aplite.

In den Geröllen, die von CADISCH et al. (1930), GEES (1954) und D. RICHTER (1957) als Radiolarite interpretiert worden sind, wurden keine Radiolarien gefunden. Es handelt sich vielmehr um hämatitisierte Quarzporphyr-Gerölle oder aber um völlig verkieselte, rot pigmentierte Dolomit-Komponenten (analog den roten Hornstein-Konkretionen der Bettlerjoch-Breccie).

Komponentengrösse: Teilweise über 3 m, vereinzelt Blöcke von über 25 m, meistens aber zwischen 1–50 cm.

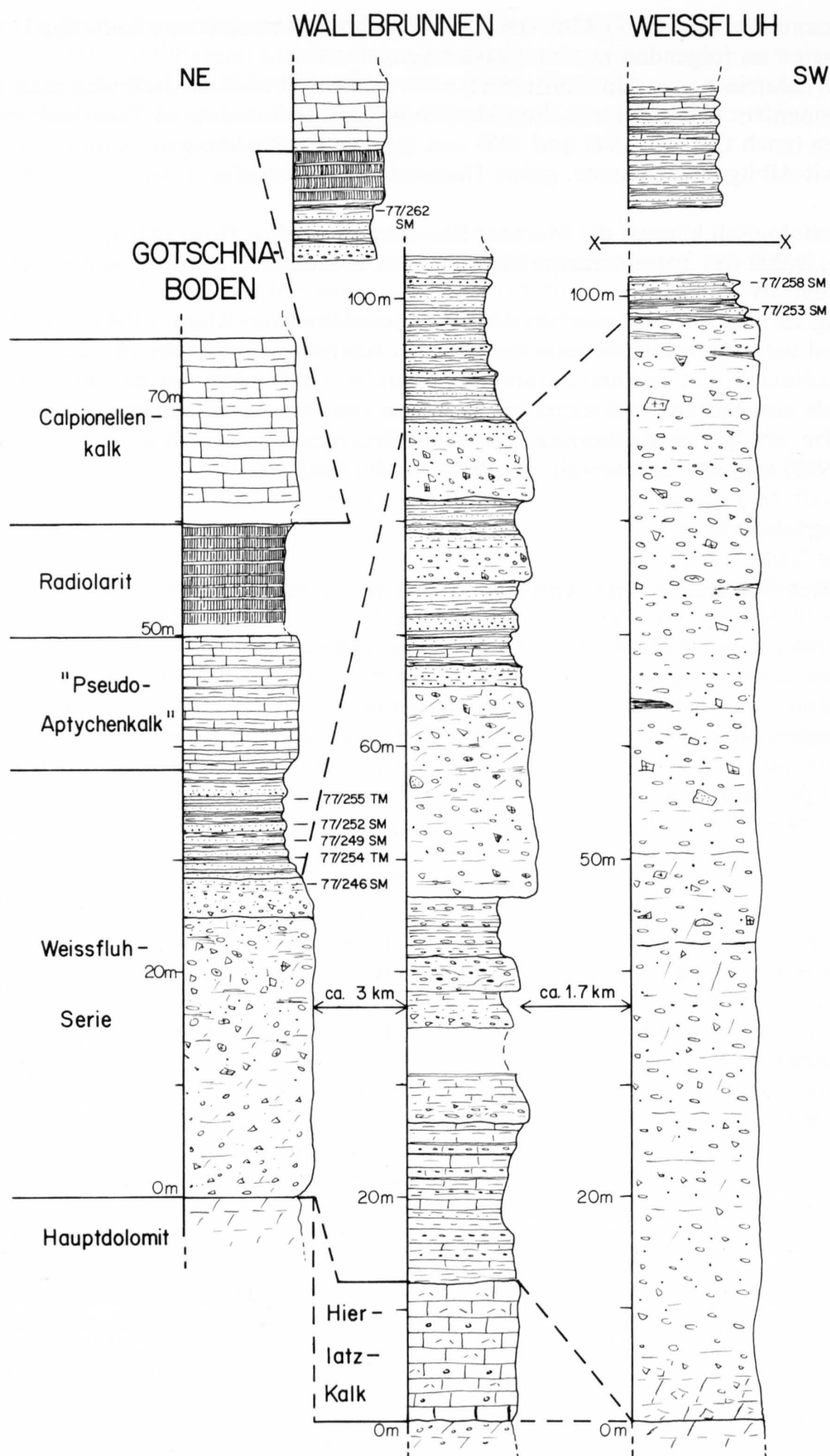


Fig. 56: Stratigraphische Profile aus der Arosa-Zone im Gebiet der Davoser Weissfluh. Alle Profile liegen in natura verkehrt. Legende siehe Figur 5.

9.3.3.3 Profile

Die Profile Gotschnaboden, Wallbrunnen und Weissfluh sind auf Figur 56 dargestellt und in GRUNER (1979) detailliert beschrieben. Sie liegen alle verkehrt.

Profil Gotschnaboden: Koord. 784.200/193.150. Es wurde teilweise bereits von GEES (1954) beschrieben und kann, mit Unterbrüchen, bis in den Calpionellenkalk verfolgt werden.

Profil Wallbrunnen: Koord. 780.200/191.000. Dieses Profil zeigt einen kontinuierlichen Übergang von Trias über Lias in die Weissfluh-Serie. Das kleine, etwas NW liegende Zusatzprofil zeigt die Fortsetzung mit Übergang der Weissfluh-Serie in Radiolarit und Calpionellenkalk (mit *C. alpina*, *Cr. parvula*, *T. carpathica*; Best. F. Allemann).

Profil Weissfluh: Koord. 779.600/190.000. Es zeigt den Übergang zwischen Dolomit-Breccien und typischen Weissfluh-Breccien. Wegen tektonischer Komplikationen ist die Abfolge nur bis in den feindetritischen Abschnitt der Weissfluh-Serie zu verfolgen.

9.3.3.4 Fazies-Verteilung und Alter der Arosa-Zone im Gebiet Klosters–Davos

Die drei Profile zeigen schnelle lithologische Wechsel innerhalb kurzer Distanz. Dies führt auch uns zur bereits von CADISCH vorgenommenen Fazies-Aufteilung (vgl. Fig. 57):

Normale Fazies: Über z.T. brecciösem Hauptdolomit folgen wenige Meter Rhät-Kalke, darüber kommt der sogenannte «Lias» von CADISCH, GEES und D. RICHTER. Dieser besteht vorerst aus Kalken in Hierlatz-Fazies, dann aber vorwiegend aus einer Wechsellagerung von Kalk-, Mergel- und Tonschiefern mit Feinbreccien (CADISCH: Streifenschiefer und Streifenschiefer-Breccien). Dieser Lias geht gegen oben allmählich in den sog. «Pseudoaptychenkalk» über (WEISSERT 1975). Dieser seinerseits wird überlagert von Radiolarit und an einigen Orten von Calpionellen führenden Aptychenkalken.

Detritische Fazies (= Weissfluh-Serie): Die detritische Fazies entwickelt sich aus der Hauptdolomit-Breccie zu einer z.T. mächtigen Breccien-Abfolge mit vorerst monogenen Dolomitbreccien zu Kalk-Dolomitbreccien und darauf zu bunten, ziemlich viel Kristallin führenden typischen Weissfluh-Breccien. Diese können lateral in Streifenschiefer-Breccien des Lias übergehen. Die Weissfluh-Breccien werden im Hangenden abgelöst durch eine feindetritische Sedimentation mit grünen Sandsteinen (von denen die Schwermineral-Proben stammen), Tonschiefern und z.T. auch grünen Mergelkalken. Letztere entsprechen den «Pseudoaptychenkalken» der normalen Fazies. Die feindetritischen Sedimente gehen in Radiolarit über, welchem seinerseits Calpionellen führende Aptychenkalke folgen. Die schnellen Fazieswechsel der Weissfluh-

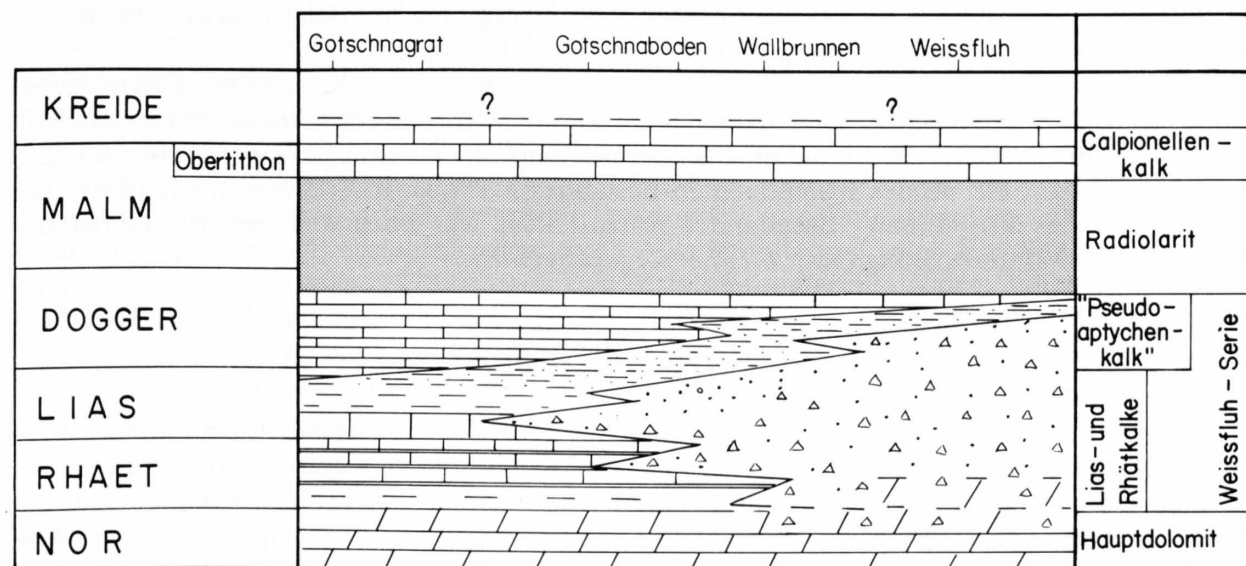


Fig. 57: Schematische Fazies-Verteilung der Sedimente der Arosa-Zone im Gebiet der Davoser Weissfluh.

Serie deuten auf Ablagerungen im proximalen Bereich eines kleinen, lokalen Fächers hin. Trotz starker Tektonik sind channel-artige Ausbildungen, Aufarbeitung von autochthonen, schwarzen Tonschiefer-Paketen und gleitbretter-artigen Blöcken zu erkennen. Die Weissfluh-Breccien werden als «grain-» bis «debris-flows» interpretiert, die an einer steilen Böschung abgelagert worden sind (ähnlich z. B. der «fault scarp association» von SURLYK 1978).

Alter: Die Weissfluh-Serie reicht vom ? oberen Lias bis in den Dogger. Sie wird von oberjurassischem Radiolarit und von Calpionellenkalk überlagert. Es soll noch darauf hingewiesen werden, dass der Radiolarit im Weissfluh-Gebiet teilweise in stratigraphischem Kontakt mit Ophiolithen liegt. Die Weissfluh-Serie kann demzufolge nicht als verschuppte Einheit des Unterostalpins interpretiert werden.

9.3.4 Vergleiche von Breccien der Arosa-Zone mit den Falknis-Breccien

Nach den vorliegenden Untersuchungen und Interpretationen sind die bedeutenden Breccien der Arosa-Zone im Westrätikon (Wurmhalde, Bettlerjoch) sowie die Weissfluh-Breccien in den Lias und/oder Dogger zu stellen. Wir begnügen uns daher bei Vergleichen mit den Falknis-Breccien auf die verschiedenen Komponenten-Bestände, die Hinweise auf die Zusammensetzung des Hinterlandes geben können. Dasselbe soll auch für die nur lokal aufgeschlossene oberjurassische Maraner Breccie gelten.

Rätikon: Während die Bettlerjoch-Breccie ausschliesslich Dolomit- und Kalk-Komponenten führt, zeigen die oberen Partien der Breccien der Wurmhalde und der Grossen Furgga vereinzelt sehr ähnliche Komponenten wie die Falknis-Breccien (u. a. grüne Granite, Granitporphyre), wenn auch das Gesamtspektrum und der Anteil dieser Trümmer am Gesamtkomponenten-Bestand grosse Unterschiede aufweisen. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Aufschlüssen um verschleppte Späne aus dem unterostalpinen Sedimentationsbereich (vgl. ALLEMANN 1957 und JACOBSHAGEN & OTTE 1968). Die wenigen Kristallin-Komponenten weisen grosse Ähnlichkeit mit dem Komponenten-Spektrum der unterostalpinen Bardella-Breccien auf (vgl. Kap. 9.4), was diese Interpretation zusätzlich untermauert.

Maraner Breccie: Das Spektrum der kaum gerundeten kristallinen Trümmer der oberjurassischen Maraner Breccie mit den überwiegenden Chlorit-Sericitgneisen und -schiefern zeigt kein mit den Falknis-Geröllen vergleichbares Spektrum.

Weissfluh-Breccien: Das Komponenten-Spektrum der Weissfluh-Breccien (u. a. mit kristallinen Schiefern und Gneisen, Buntsandsteinen und roten Quarzporphyren) und der Anteil des kristallinen Materials am Gesamtkomponenten-Bestand (vgl. Fig. 58) weisen ebenfalls praktisch keine Gemeinsamkeiten mit dem Spektrum der Falknis-Trümmer auf.

Zusammenfassung: Studien an Breccien der Arosa-Zone und Vergleiche mit Falknis-Breccien zeigen, dass in der Arosa-Zone lediglich die Maraner Breccien bei Arosa etwa gleichzeitig wie die Falknis-Breccien zur Ablagerung gekommen sind. Bei diesen wie auch bei allen übrigen Breccien sind auf Grund des Komponenten-Bestandes z. T. deutliche Unterschiede in der Beschaffenheit des kristallinen Hinterlandes festzustellen, was auch aus den Resultaten der Schwermineral-Untersuchung (Kap. 6.2) hervorgegangen ist.

9.4. Zone von Samaden (Unterostalpin)

Da die verschiedenen jurassischen Breccien aus der Zone von Samaden von FINGER (1978) sehr ausführlich beschrieben worden sind, beschränken wir uns im folgenden auf einen kurzen Vergleich vor allem des Komponenten-Bestandes der wichtigsten Breccien-Ablagerungen mit demjenigen der Falknis-Breccien. Eine schematische Darstellung der Komponenten- und Matrix-Anteile der Bardella- und Saluver-Breccien, zusammengestellt nach den Resultaten von FINGER und nach eigenen Beobachtungen, ist auf Figur 58 zu finden.

9.4.1 Bardella-Breccien (Dogger)

Die Bardella-Breccien wurden in einem kleinen Fächer, zusammen mit turbiditischen Ton- und Kalkschiefern und Sandsteinen, abgelagert (Bardella-Formation). Die Karbonat-Kristallin-Breccien führen in einer im Unterschied zu den Falknis-Breccien kalkfreien Matrix ($\text{CaCO}_3 < 10\%$) durchschnittlich 40% Kristallin-Komponenten, davon 22% massige Kristallin-Gesteine, und durchschnittlich 60% Sediment-Gerölle. Hauptsächlichste Komponenten sind grüne Granitporphyrite, grüne Rhyolite («Nairporphyroide»), grüne Chlorit-Sericitschiefer und -gneise, Glimmerquarzite, Lias-Kalke, Dolomit und Tonschiefer.

Die *Komponenten-Zusammensetzung* weist einen gegenüber den Falknis-Breccien erhöhten Bestand an sedimentären Trümmern auf (vor allem Lias- und Trias-Trümmer). Die Kristallin-Trümmer stimmen teilweise gut miteinander überein. Allerdings ist das Spektrum in den Bardella-Breccien enger, was natürlich auch auf das beschränkte Liefergebiet des kleinen, lokalen Schüttungsfächers zurückzuführen sein könnte. Immerhin ist festzuhalten, dass die Bardella-Breccien Komponenten aus einem Hinterland führen, das demjenigen der Falknis-Breccien teilweise ähnlich war.

Es sei noch darauf hingewiesen, dass der obere Teil der Bardella-Formation mit schwarzen Schiefern und einzelnen Sandsteinbänklein ähnliche Ausbildung zeigt wie die vermutlichen Dogger-Sedimente der Falknis-Decke (unterer Teil der Panier-Formation).

9.4.2 Saluver-Breccien (Dogger)

Die Saluver-Breccien wurden nach FINGER (1978) ebenfalls in einem kleinen submarinen Fächersystem abgelagert, das sich ursprünglich südlich des Bardella-Fächers befunden hatte. Die Gesteinsabfolge wurde zu einer Formation zusammengefasst, wobei drei verschiedene Members (A, B, C) unterschieden wurden. Das Member A weist bis zu 40 m mächtige Karbonat-Kristallin-Breccien auf, das Member B ist charakterisiert durch rote Arkosen mit Einschaltungen von gradierten Glimmerschiefer-Breccien und das Member C durch das Auftreten von typischen Saluver-Breccien (ebenfalls Karbonat-Kristallin-Breccien). Aus den Angaben von FINGER geht hervor, dass der sandige Matrix-Anteil in der Regel kleiner als 10% ist. Als *Komponenten* treten auf:

Sedimente (meist zwischen 0% und 20%): Dolomite, Lias-Kalke (Lumachellen- und Crinoidenkalke), rote Tonschiefer, weisse und rötliche Quarzite. – *Kristallin* (80–100%): Glimmerschiefer und -gneise, grüne Granodiorite, Granitaplite als Hauptkomponenten; seltener sind Diorite, Lamprophyre, rote Alkaligranite und rote Quarzporphyre. Schieferige und massige Kristallin-Trümmer sind etwa gleich stark vertreten.

Das Kristallin-Spektrum weist nur teilweise Ähnlichkeit mit demjenigen aus den Falknis-Breccien auf. In letzteren sind ja die grünen Porphyroide und Granitporphyre sehr häufig, während die in einzelnen Breccien häufigen roten Alkaligranite und roten Rhyolite dort kaum zu finden sind. Nach FINGER (1978) stammt das kristalline Material aus dem Julier-Bernina-Kristallin. Dass das Komponenten-Spektrum der Falknis-Breccien schlecht mit diesem Kristallin vergleichbar ist, haben wir bereits im Kapitel 7.8 festgehalten.

Es sei noch darauf hingewiesen, dass einzelne Profile der Saluver-Formation bestens mit der Weissfluh-Serie der Arosa-Zone übereinstimmen (vgl. auch ROESLI 1944).

9.4.3 *Übrige Breccien*

Liasische Breccien werden einerseits aus der Zone von Samaden («Padella-Serie» nach FINGER 1978), anderseits vom Rücken des Bernina-Kristallins («Alv-Breccien» von SCHÜPBACH 1973) beschrieben. Sie zeigen hinsichtlich Komponenten-Bestand und Genese z. T. gute Übereinstimmung mit Breccien aus der Arosa-Zone (z. B. Bettlerjoch).

Radiolarit-Breccien in der Nair-Schuppe der Zone von Samaden (FINGER 1978) und in der Carungas-Decke (= ? frontale Err-Decke; STÖCKLIN 1949) sind von gewissen Typen der Maraner Breccien – auch hinsichtlich der Komponenten-Zusammensetzung – nicht zu unterscheiden.

Einzelne geringmächtige Breccien in der oberjurassischen Aptychenkalk-Formation (FINGER 1978) der Zone von Samaden oder der nördlichen Err-Decke weisen z. T. Übereinstimmung mit gleichartigen Breccien aus der Arosa-Zone im Westrätikon auf.

9.5 Vergleichende Betrachtungen von jurassischen Breccien-Abfolgen im penninisch-ostalpinen Grenzbereich der Alpen

9.5.1 *Lias–Dogger*

9.5.1.1 *Bündner Querschnitt*

Die bekannten Lias–Dogger-Breccien der Arosa-Zone (Bettlerjoch, Wurmhalde, Basis Weissfluh-Serie) weisen in einer analogen Fazies-Entwicklung viel Ähnlichkeit mit Breccien aus dem Unterostalpin Graubündens auf (z. B. frontale Err-Decke, Zone von Samaden mit Padella-Serie sowie «Alv-Breccien»). Aus einem nur leicht brecciösen Hauptdolomit entwickelt sich (evtl. infolge synsedimentärer Tektonik) eine monomikte Dolomit-Breccie, die ihrerseits gegen oben in eine Kalk–Dolomit-Breccie übergeht. Je nach Lage im Sedimentationsraum geht die Sedimentation im Dogger mit groben, kristallinführenden Schüttungen weiter, die sich z. T. mit schwarzen, autochthonen Schiefern verfangern. Dabei sind die brecciösen Dogger-Abfolgen der Zone von Samaden von gleichartigen Breccien der Arosa-Zone (z. B. jüngerer Teil der Weissfluh-Serie oder Breccien im Westrätikon) nicht zu unterscheiden.

Eine ähnliche fazielle Entwicklung wie die südpenninischen und unterostalpinen Schwellen-Sedimente weist auch der Vizanbreccien-Trog auf, wo vor allem im Dogger mächtige polygene Breccien auftreten. Insbesondere die distalen Sedimente (Nisellas-Serie) zeigen teilweise grosse Übereinstimmung mit den distalen Sedimenten der Weissfluh-Serie und der Bardella–Saluver-Formation.

Unterschiede zwischen den einzelnen Breccien-Serien sind z. T. in den verschiedenartigen Spektren der Komponenten sowie in der Zusammensetzung der Komponenten- und Matrix-Anteile zu finden (vgl. Fig. 58).

9.5.1.2 *Übriger Alpenbereich*

Während am Nordrand der Briançonnais-Schwelle nur unbedeutende Dogger-Breccien (mit Quarzporphyr-Geröllen, vgl. z. B. FURRER 1979) bekannt sind, treten auf der externen penninischen Plattform sowie am Nordabfall der Briançonnais-Schwelle bedeutende Breccien-Abfolgen auf (Brèches du Niéard, Pierre-Avoi-Breccien, Rämsi-Breccie bzw. Brèches de Télégraphie), die vornehmlich ein Dogger-Alter besitzen dürften (ANTOINE 1972). Auf der Südseite der Briançonnais-Schwelle ist die verblüffende Ähnlichkeit der «Brèche inférieure» der Breccien-Decke (K. ARBENZ 1947, CHESSEX 1959, WEIDMANN 1972) mit dem unteren Teil der Vizanbreccien-Serie zu erwähnen. Beide Schüttungen gehören in den Dogger.

Die Breccien des *unterostalpinen* Randes des Tauern-Fensters (Tarntaler Breccie, Türkenkogel-Breccie u. a., vgl. ENZENBERG 1976) stimmen z. T. sehr gut mit den Breccien der Zone von Samaden und der Weissfluh-Serie überein. Sie sollen ein Lias–Dogger-Alter haben. Ein besonderes Interesse gilt auch den Dolin-Breccien der unterostalpinen Dt. Blanche-Decke (HAGEN 1948, WEIDMANN & ZANINETTI 1974), die aus Analogie zu der unterostalpinen Saluver-Serie vom ? oberen Lias bis in den mittleren Dogger reichen sollen. Die obersten Dolin-Breccien weisen nach HAGEN (1948) eine kalkige Matrix auf. Da in den Profilen jüngere Schichten nicht bekannt sind, wäre es sogar denkbar, dass – nach HAGEN – die Abfolge evtl. bis in den Malm reichen könnte.

Die intensiven Breccien-Bildungen, vor allem im südpenninischen und unterostalpinen Bereich, dürften auf die Entstehung der südpenninischen Eugeosynklinale (Riftbildung zwischen penninischen und ostalpinen Krustenbereichen) zurückzuführen sein (vgl. TRÜMPY 1975 b). Dies führte bereits im Lias, besonders ausgeprägt aber im Dogger, zu Bruchtreppen mit damit verbundenen Steilhängen und submarinen Fächersystemen.

9.5.2 *Malm*

9.5.2.1 *Bündner Querschnitt*

Die vereinzelt Breccien aus der Radiolarit-Formation des Unterostalpins (FINGER 1978, STÖCKLIN 1949) können von den typischen Maraner Breccien der Arosa-Zone makroskopisch nicht unterschieden werden. Diese, wie auch Feinbreccien in Radiolariten der Platta-Decke, führen hingegen vereinzelt Serpentin-Trümmer (GRUNAU 1959, DIETRICH 1969).

Für die Falknis-Breccien hingegen sind im Bündner Querschnitt keine Äquivalente bekannt. Die z. T. gleichalterigen Vizan-Breccien weisen vor allem in bezug auf Lithologie und Sedimentpetrographie grosse Unterschiede auf (vgl. S. 96 ff.), wenngleich beide Breccienserien unter ähnlichen Bedingungen von einer Karbonat-Plattform in ein pelagisches Becken geschüttet worden sind.

Die vereinzelt Breccien-Horizonte in den pelagischen Kalken der unterostalpinen Aptychenkalk-Formation entsprechen den wenigen Obertithon-Breccien der Arosa-Zone aus dem Rätikon. Breccien-Schüttungen kommen ebenfalls in den pelagischen Kalken der obertithonen Jes-Formation in der Falknis-Decke vor.

9.5.2.2 *Übriger Alpenbereich*

Die von HOMEWOOD & WINKLER (1977) ausführlich besprochenen oberjurassischen Resedimente der *Préalpes médianes*, am Nordabfall der Briançonnais-Plattform, weisen faziell grosse Ähnlichkeit mit den oberjurassischen Falknis-Sedimenten auf, führen allerdings kein kristallines Material. Die Breccien auf der Innenseite dieser Schwelle – Zone von Acceglio und Brèche supérieure – sind wiederum praktisch analog den Breccien aus dem mittleren Abschnitt der Vizanbreccien-Serie ausgebildet und wurden ebenfalls aus Norden geschüttet.

Aus dem unterostalpinen Raum sind sicher oberjurassische Breccien-Abfolgen einzig aus den Radstätter Tauern bekannt (Schwarzeck-Breccien), deren Schüttungen über dem Radiolarit beginnen, die zudem viel kristallines Trümmersmaterial führen, aber im Unterschied zu den Falknis-Breccien nicht eine kalkige, sondern eine sandige Matrix aufweisen.

9.6 Schlussfolgerungen

Weder im mittel-, hochpenninischen oder unterostalpinen Bereich des Bündner Querschnittes noch im übrigen Alpenbereich konnten Breccien-Schüttungen gefunden werden, die Ähnlichkeit mit den jurassischen Breccien der Falknis-Decke (insbesondere den Breccien der Falknisbreccien-Formation) aufweisen. Von ihnen sind in lithologischer, sedimentologischer und in sedimentpetrographischer Hinsicht durchwegs grosse Unterschiede zu den Jura-Breccien sowohl der Schamser Decken als auch der Arosa-Platta-Decke und der unterostalpinen Decken zu erkennen, womit für den Jura der Falknis-Decke ein eigener Fazies-Bereich angenommen werden muss. Da auch im übrigen Alpenbereich keine den Falknis-Breccien analoge Serie bekannt ist, handelt es sich bei den letzteren zweifellos um einen «Spezialfall». Für die Einordnung der wurzellosen Falknis-Decke in einen paläogeographischen Bereich sind deshalb andere Kriterien, wie Paläotektonik, Petrographie der Komponenten und Fazies-Vergleiche der nichtdetritischen Sedimente, massgebend.

Aus Vergleichen geht hervor, dass auch die Grabser Klippen unserer Ansicht nach nicht als nördliche Fazies-Äquivalente der Falknis-Decke betrachtet werden können.

10. Beheimatung der Falknis-Decke und paläogeographische Aufteilung des penninisch-ostalpinen Grenzbereiches im Bündner Querschnitt

Vorbemerkung: Auf Grund der Resultate, die wir in den Kapiteln 1–9 dieser Arbeit erhalten haben, stellen wir im folgenden Überlegungen zur Paläogeographie und Paläotektonik des penninisch-ostalpinen Grenzbereiches des Bündner Querschnittes dar. In der geologisch wohl problematischsten Ecke der Schweiz bleiben weiterhin viele Fragen unbeantwortet.

Die in dieser Arbeit gewonnenen Resultate erbringen einige neue Argumente für die Beheimatung der Falknis-Decke. Die im folgenden Kapitel geführte Diskussion beruht auf Interpretationen und Abwägungen von Annahmen und Gegenbeweisen und soll als Beitrag zu einem Problem verstanden werden, das zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch weit von einer «gesicherten» Lösung entfernt ist.

10.1 Historisches

Als Begründer der Theorie der Wurzellosigkeit der *Préalpes médianes* gilt SCHARDT, der bereits 1893 als deren Ursprungsgebiet das Briançonnais nannte. LUGEON (1901) erkannte die Fortsetzung der Klippen östlich des Thunersees über die Innerschweiz bis ins Rätikon. Da im Bündner Querschnitt die Elemente der Falknis und der Sulzfluh über den riesigen Bündnerschiefer-Massen liegen, hielt LUGEON eine unterostalpine Herkunft für wahrscheinlich. Während STEINMANN (1905) und MEYER (1909) auf Grund von Analogien eine Verbindung der Klippen-Decken mit den Schamser Elementen und damit die Einwurzelung im Briançonnais vermuteten, war ZYNDEL (1912) der Auffassung, dass die Klippen-Decken nicht mit diesem Schamser «Briançonnais» zu verbinden seien. STAUB (1916, 1917) betrachtete Falknis und Sulzfluh als «zweifelsfreie» Elemente des Unterostalpins, wobei die Falknis-Decke zum Err- und die Sulzfluh-Decke zum Bernina-Kristallin gehören sollten (STAUB 1924).

Zu den gleichen Schlüssen kam auch CADISCH (1921, 1923), der für die Arosa-Zone sogar eine mögliche tektonische Herkunft südlich des Falknis-Sulzfluh-Raumes diskutierte.

Diesen Theorien widersprach 1925 HAUG, der auf Grund von Untersuchungen in den Westalpen auch eine Einteilung im Bündner Querschnitt vornahm. Dabei verband HAUG die Falknis-Sulzfluh-Decken wiederum – diesmal mit einer Rückfalte im Avers – mit den Schamser Decken, die er alle als Soja-Decke unmittelbar südlich des Gotthard-Massives wurzeln liess.

Das Auftreten der ans Penninikum gebundenen Ophiolith-Serien (Arosa-Zone) mitten im Unterostalpin (d.h. nach obigen Theorien südlich von Falknis–Sulzfluh) blieb aber mit Schwierigkeiten verbunden. STAUB (1924) und CADISCH (1926, 1929) versuchten, dieses Problem mit *Decken-Verschuppungen* zu lösen: Unterostalpine Decken durchscherten die süd penninischen Ophiolith-Decken in Mittelbünden, worauf mit dem oberostalpinen «traîneur écraseur» süd penninische Einheiten wieder über die bereits verfalteten unterostalpinen Decken zu liegen kamen. STAUB vertrat 1937 in seinen «Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer» die Auffassung, dass Ophiolithe auch im unterostalpinen Bereich auftreten könnten. Dabei leitete er die Falknis-Decke von der Stirn der Err-Decke, die Sulzfluh-Decke vom Rücken der Bernina-Decke her (und gleichzeitig alle Klippen-Decken aus dem Unterostalpin), während verschiedene ophiolithführende Zonen (z. B. Arosa-Zone, Simmen-Decke) sowohl der West- als auch der Ostschweiz z. T. auch aus seinem Mittelostalpin stammen könnten. Als Fortsetzung der Briançonnais-Schwelle bezeichnete er weiterhin die Schamser Decken, die Tambo- und die Suretta-Decke als eine Einheit, vergleichbar mit der Bernhard- und der Monte Rosa-Decke im Walliser Querschnitt. STAUB glaubte 1948 auf Grund von lithologischen und faziellen Vergleichen die Nachbarschaft von Falknis- und Bernina-Raum weiter untermauern zu können. 1958 ging STAUB auf die von R. TRÜMPY (1955) erstmals wieder diskutierte Verbindung der Klippen-Decken mit dem neu untersuchten Briançonnais der Westalpen (vgl. unten) nicht näher ein. In STAUBS Arbeit wurde in fast allzu detaillierter Weise die ganze Problematik der Verbindung der Klippen-Decken mit dem Briançonnais durchdiskutiert. Dabei kam STAUB zum erneuten Schluss, aus tektonischen und faziellen Gründen sei für alle Elemente der Klippen-Decken nur das Unterostalpin als Stammbezirk möglich.

STAUB forderte zudem (nach 1937) erneut den von LEUPOLD (1933) postulierten «suprapenninischen Flyschtrogl», d. h. er nahm ein transgressives Übergreifen des nordpenninischen Prätigau-Flysches in der Oberkreide, evtl. auch erst im Tertiär, gegen Süden über die bereits gefalteten Schamser Elemente bis zum Oberhalbsteiner Flyschtrogl (Arblatsch-Flysch) an. Diese Verbindung konnte neuerdings von THUM & NABHOLZ (1972) auf Grund von qualitativen und quantitativen Komponenten-Analysen bestätigt werden. STAUB brachte in derselben Arbeit (1958) erneut auch die Theorie der Decken-Verschuppung zur Diskussion, da er bereits 1948 erkannt hatte, dass im unterostalpinen Bezirk Ophiolith-Vorkommen vollkommen fehlten und solche Gesteine deshalb als «Charakteristika der penninischen Geosynklinale» zu betrachten seien.

Wie bereits angetönt, nahm R. TRÜMPY (1955) auf Grund der ausführlichen Arbeiten von ELLENBERGER (1949 u. a.) in der Vanoise (Briançonnais-Zone) die Idee von HAUG wieder auf, der seinerzeit die Einwurzelung der Préalpes médianes im mittelpenninischen Briançonnais postuliert hatte. TRÜMPY musste allerdings zugeben, dass im Bündner Querschnitt noch viele Fragen unbeantwortet seien («Schamser Dilemma»). In den Arbeiten von 1957, 1958 und vor allem 1960 führte R. TRÜMPY nun eine detaillierte Begründung der Herkunft der Klippen-Decken aus dem Mittelpenninikum auf (nachdem 1958 die Dissertation von ELLENBERGER erschienen war), wobei die Abscherung von der Bernhard-Decke erfolgt sein sollte. Aus bekannten Fazies-Analogien gehörten nach TRÜMPYS Schema auch die Falknis–Sulzfluh-Decken in die Zone der Briançonnais-Schwelle. Nachdem CADISCH (1961) ein letztes Mal für eine unterostalpine Provenienz der Falknis–Sulzfluh-Decken plädiert hatte, erschien 1962 die bereits mehrfach erwähnte Arbeit von STREIFF. Mittels der HAUGschen Rückfalte im Avers verband dieser Autor die Falknis–Sulzfluh-Elemente mit den Schamser Decken und liess alle Decken in der mittelpenninischen Splügener Mulde wurzeln (vgl. ausführliche Übersicht im Kapitel 9.2.4). Die STREIFFsche Lösung wurde in der Folge als paläogeographisch plausibelste Lösung akzeptiert. Arbeiten wie z. B. diejenigen von JACOBSHAGEN & OTTE (1968), welche die Arosa-Zone ins Unterostalpin verlegten, oder von OTT (1969), der auf Grund von ausführlichen Arbeiten in der Sulzfluh-Decke die Hypothesen von STREIFF ablehnte und die Falknis–Sulzfluh-Elemente wiederum ins Unterostalpin stellte, fanden kaum Beachtung.

10.2 Diskussion der Beheimatung der Falknis-Decke

10.2.1 Annahmen

In den hier vorliegenden Untersuchungen kamen wir zu folgenden Schlüssen:

- (A) Die Schamser Decken können nicht nach der Theorie von HAUG (1925) und STREIFF (1962) mit dem Deckenpaar Falknis–Sulzfluh verbunden werden (Kap. 9.2.4). Zudem sind die Sedimente der Falknis-Decke (insbes. die Falknis-Breccien) keine Äquivalente jener der Gelbhorn-Decke (insbes. nicht der Vizan-Breccien).
- (B) Die Schamser Decken stammen aus dem Süden, d.h. sie sind aus dem Raum im Hangenden des Margna-Kristallins abgeschert worden (vgl. Kap. 9.2.4.2, ferner KRUYSSSE 1967, MILNES & SCHMUTZ 1978).
- (C) Sedimentpetrographische Studien in den Falknis-Breccien (Geröll- und Schwermineral-Analysen, Kap. 6.1 und 6.2) führten zu einem recht detaillierten Bild des Falknis-Hinterlandes. Dessen Kristallin wurde ausführlich mit dem Kristallin einiger Bündner Decken verglichen. Dabei kommen von den heute erhaltenen Deckenkernen als mögliche Liefergebiete für die Falknis-Breccien lediglich das Tasna-Kristallin und die unterostalpine Err-Decke in Frage (vgl. Kap. 7.8).
- (D) Die Jura-Breccien der Falknis-Decke wurden von einer karbonatreichen Plattform ungefähr von SE nach NW geschüttet. Gerundete Gerölle weisen auf Flusstransport aus einem subaerisch verwitternden Hinterland hin (evtl. auch «longshore»-Brandungstransport, vgl. Kap. 4.5 und 6.1). Die Vizan-Breccien wurden z. T. auch von einer Karbonat-Plattform, jedoch in Richtung S bis SW, geschüttet (vgl. Kap. 9.2.3), und ihr Kristallin stimmt nicht mit demjenigen der Falknis-Breccien überein.

Auf Grund der Literatur und eigener Beobachtungen werden folgende *weitere* Annahmen getroffen:

- (E) Der «suprapenninische Flyschtrogl»: Das bereits von LEUPOLD (1933) und später von STAUB (1937, 1958) und ZIEGLER (1956) postulierte transgressive Übergreifen des nordpenninischen jüngsten Flysches (Ruchberg-Sandstein-Komplex des Prättigau-Flysches) gegen Süden über die gefalteten Schamser Elemente bis in den Oberhalbsteiner Flyschtrogl konnte von THUM & NABHOLZ (1972) mittels sedimentpetrographischer Studien erhärtet werden. Dieser Flysch hat ein paleozänes bis untereozänes (evtl. bereits oberkretazisches) Alter (NÄNNY 1948, ZIEGLER 1956). Die suprapenninische Flysch-Transgression zeigt, dass die Flysch-Sedimentation in den Schamser Decken selbst nur bis in die obere Kreide gereicht hat. Der Flysch der darunterliegenden Gelbhorn-Decke – er führt keine Fossilien – kann deshalb nicht tertiären Alters sein, wie dies STREIFF (1962, 1976) vermutet. Aus demselben Grunde ist die vortransgressive Bewegung der Schamser Decken in die Kreide zu verlegen und nicht in das mittlere Eozän, wie MILNES & SCHMUTZ (1978) auf Grund des «tertiären» Gelbhorn-Flysches annahmen. Zwar sind echte Transgressions-Erscheinungen des suprapenninischen Flysches über einen bereits zusammengeschobenen Unterbau nirgends nachgewiesen, doch geht aus den Beschreibungen von STREIFF et al. (1976, siehe nachfolgenden Punkt H) hervor, dass der Arblatsch-Flysch erst *nach* einer intensiven Verschuppung der Martegnas-Serie darüber abgelagert wurde.
- (F) Eine Rückfaltung der Falknis–Sulzfluh-Elemente im hinteren Avers wird als unmöglich erachtet (vgl. Kap. 9.2.4 und STREIFF et al. 1976). Die einzige Möglichkeit, eine Verbindung dieser Decken mit den Schamser Elementen herzustellen, ist die Durchspiessung des «suprapenninischen Troges». Nach eingehenden Studien von STAUB (1958), STREIFF (1962)

und SCHMID (1965) sowie auch auf Grund der Arbeit von THUM & NABHOLZ scheint jedoch keine Möglichkeit für eine solche Verbindung zu bestehen.

- (G) Die Falknis-Decke weist im Westrätikon einen ca. 50–70 m mächtigen Flysch ? oberpaleozänen bis untereozänen Alters auf (ALLEMANN 1957, S.202 ff.), der lithologisch nicht mit dem gleichaltrigen Arblatsch–Prättigau-Trog verglichen werden kann. Die Falknis-Decke, im Westrätikon stets über dem Prättigau-Flysch gelegen, muss ursprünglich aus einem Raum südlich dieses «suprapenninischen Flyschtroges» stammen.
- (H) Gemäss der Kartierung (Atlasblatt 56, Andeer) und den ausführlichen Beschreibungen von STREIFF et al. (1976) ist der Martegnas-Zug im Ostschams ein eindeutiges Element der hochpenninischen Platta-Decke s.l. (nach TRÜMPY 1969 und 1980 allerdings eher ein Vertreter der Areua–Bruschghorn-Schuppe). Dieser reichlich ophiolithführende Martegnas-Zug ist in sich mehrfach verschuppt. Dabei ist der Flysch im Liegenden (Flysch des Nivaigl–Obrist-Schenkels = Gelbhorn-Flysch) nicht und derjenige im Hangenden (Oberer Flyschzug = Präsanzer Flysch = Arblatsch-Flysch) nur teilweise in diese Verschuppungen einbezogen. Im letzteren sind hingegen z.T. eindeutige stratigraphische Übergänge vom Martegnas-Zug in die Basis dieses Flysches (mit Breccien und Marmoren; vgl. STREIFF et al. 1976, S.88) feststellbar, so dass dieser Autor den Arblatsch–Präsanzer-Flysch als Platta-Flysch bezeichnet hat, der sich «*transgressiv*» über den bereits verschuppten Martegnas-Zug gelegt hat. Dieser Platta-Flysch seinerseits geht im tektonisch höheren Stockwerk ebenfalls normalstratigraphisch, ohne tektonischen Kontakt, in den unteren, verkehrt liegenden Teil der ophiolithführenden Curvèr-Serie über (= Einheit der hochpenninischen Platta-Decke s.l.). Der Platta-Flysch liegt also synklinal zwischen den beiden Platta-Elementen Martegnas (unten) und Curvèr (oben). Auf diese Möglichkeit der nach Süden auskeilenden synklinalen Falte haben auch MILNES (1974) und DIETRICH (1970) aufmerksam gemacht. Es folgt also daraus, dass sich zur Zeit des Eozäns der suprapenninische Flysch vom Nordpenninikum (Ruchberg) bis zur hochpenninischen Platta-Decke (mit Ophiolithen) hinwegzog. Eine Überschiebungszone, wie sie MILNES & SCHMUTZ (1978) für die Falknis–Sulzfluh-Decken an der Basis der Curvèr-Serie einzeichnete, erscheint somit unwahrscheinlich.
- Auf Grund der Neuaufnahmen im Oberhalbsteiner Flysch hat im übrigen auch STREIFF in seinem Nachwort (1976) erkannt, dass ein Durchziehen der Falknis-Decke an dieser Stelle nicht möglich ist.

10.2.2 Mögliche Paläogeographie im Bündner Querschnitt

10.2.2.1 Beheimatung der Falknis-Decke im Mittel- oder Südpenninikum

Falls man wie R. TRÜMPY (1972, 1975 a und 1980) die Schamser Elemente und die Falknis–Sulzfluh-Decken aus der Misoxer Mulde herleitet, ergeben sich grosse tektonische Schwierigkeiten, wenn man diese Decken allesamt aus demselben Fazies-Bereich bezieht. Nach TRÜMPY (1980) sollen in einer relativ frühen mesoalpinen Phase (Eozän) die Falknis–Sulzfluh-Elemente aus der Misoxer Mulde bis in den Raum ungefähr über der Margna-Decke zurückgefaltet (vgl. auch THUM & NABHOLZ 1972, MILNES & SCHMUTZ 1978) und in einer mesoalpinen Hauptphase (oberes Eozän) über den «suprapenninischen Trog» nach Norden verfrachtet worden sein. Da die Falknis-Decke noch einen Flysch von oberpaleozänem bis untereozänem Alter führt (Punkt G) und der Ruchberg–Arblatsch-Komplex ebenfalls paleozänes bis untereozänes (evtl. sogar oberkretazisches) Alter aufweist, wird eine solch gewaltige Rückfaltung zur frühen, mesoalpinen Zeit als relativ unwahrscheinlich betrachtet. Zusätzliche Schwierigkeiten ergeben sich aber auch auf Grund der faziellen Gegebenheiten von Falknis/Sulzfluh einerseits und Tschera/Gelbhorn andererseits: Nach unseren Untersuchungen hat sich die Tschera-Plattform ohne Zwei-

fel ursprünglich etwas nördlich der Vizanbreccien-Serie befunden. D.h. die Falknis-Decke mit ihrer Plattform im Süden und den nach Nordwest geschütteten Falknis-Breccien müsste nach der Theorie von TRÜMPY über alle Schamser Elemente hinweg zurück bis in den südpenninischen Raum zurückgefaltet worden sein, ohne dabei irgendwelche restlichen Elemente zurückgelassen haben [um einen Teil dieser offensichtlichen Schwierigkeiten auszumerzen, hat TRÜMPY (1980) auf seiner palinspastischen Skizze (Fig. 10) die Schamser Plattform von der Falknis-Sulzfluh-Schwelle getrennt und nördlich von letzterer plaziert]. Eine zusätzliche Schwierigkeit ergibt sich auch beim als möglich erachteten Transport der Falknis-Sulzfluh-Decken nach Norden während der zweiten, mesoalpiner Phase. Nach den Vorstellungen von MILNES & SCHMUTZ (1978) wären die beiden Decken auf einer Schubbahn zwischen Arblatsch-Flysch (im Liegenden) und Platta-Decke (im Hangenden) geglitten. Nach STREIFF et al. (1976) stehen aber diese beiden Einheiten in einem stratigraphischen Verband (Punkt H), so dass ein Durchgang auf dieser Schubbahn unwahrscheinlich ist.

Neben diesen schwerwiegenden tektonischen Streitfragen kommen auch noch petrographische Differenzen zwischen den die Misoxer Mulde umgebenden kristallinen Massen (Tambo- und Adula-Decke) und den Resultaten aus den Schwermineral-Spektren aus den Falknis-Breccien hinzu (vgl. Kap. 7). Auf Grund dieser Ergebnisse kann das Adula- und das Tambo-Kristallin nicht als Liefergebiet für die Falknis-Breccien in Frage kommen.

Im übrigen bleibt nochmals darauf hinzuweisen, dass viele Serien der Falknis-Decke Gesteinsabfolgen aufweisen, die mit den Klippen-Sedimenten der Zentral- und Westschweiz (u. a. auch mit der MMM-Schwelle von TRÜMPY) wenig Gemeinsamkeiten aufweisen (z. B. Falknis-Breccien, Tristel-Schichten und Gault). Eine auffällige Ähnlichkeit, die u. a. von TRÜMPY immer wieder zitiert worden ist, besteht hingegen zwischen den stratigraphischen Abfolgen in der Innerschweiz (Mythen) und derjenigen in der Sulzfluh-Decke, die die Fortsetzung der Briançonnais-Schwelle bis in die Sulzfluh-Decke als naheliegend erscheinen lässt. Allerdings kann die Sulzfluh-Plattform natürlich lediglich eine Fazies-Rekurrenz des Briançonnais in einem andern paläogeographischen Raum darstellen, wie man sie z. B. im Oberostalpin (Plessen-Kalk) in gleicher Fazies wieder findet. Insofern erscheint uns das Argument für eine mittelpenninische Provenienz der Falknis-Sulzfluh-Einheiten, das v. a. von TRÜMPY wiederholt vorgebracht worden ist, nicht unumstösslich zu sein.

In den Klippen der Innerschweiz (Stanserhorn, Mythen) wie auch in den östlichen *Préalpes médianes* werden verschiedene Dogger-Breccien mit Quarzporphyr-Geröllen beschrieben (vgl. z. B. FURRER 1979). Da es sich jedoch immer ausschliesslich um Quarzporphyr-Gerölle handelt, scheint uns das vorgebrachte Argument einer mittelpenninischen Verbindung des Kristallins nach Osten bis zum Kristallin der Falknis-Sulzfluh-Schwelle nicht stichhaltig, da ja das Falknis-Kristallin ein sehr vielfältiges Spektrum aufweist (vgl. Kapitel 7).

Gegen eine Beheimatung der Falknis-Decke im *Südpenninikum* sprechen zwei der bereits oben genannten Argumente. Neben den sedimentpetrographischen Differenzen (Falknis-Kristallin, Platta-Arosa-Kristallin und Kristallin in den Maraner Breccien der Arosa-Zone, vgl. Kap. 7 und 9.3) ist wiederum das Argument zu berücksichtigen, dass es für die Falknis-Decke im Oberhalbstein keinen Durchgang zu geben scheint und sich die Falknis-Decke im Eozän südlich des Arblatsch-Platta-Flysches befunden haben muss. Dazu kommt – falls man gleichwohl irgendeine Durchgangszone für Falknis-Sulzfluh finden will –, dass zwischen Lenzerheide und Oberengadin an keiner einzigen Stelle Falknis- oder Sulzfluh-Schichten bekannt sind (ausser einer in der Nähe von Tiefencastel zwischen Serpentin und Flysch eingeklemmten Linse von Sulzfluh-Kalk), die als Reste einer an dieser Stelle durchgeglittenen Falknis-Decke zu deuten wären (vgl. STREIFF 1976, in seinem Nachwort).

Falls diese Überlegungen alle stichhaltig sind, würde sich daraus ergeben, dass sich die Falknis-Decke ursprünglich südlich der Platta-Decke befunden haben muss. Das führt uns nun zur Abwägung und Diskussion der Möglichkeit, Falknis-Sulzfluh aus dem Unterostalpin zu beziehen.

10.2.2.2 Beheimatung der Falknis-Decke im Unterostalpin

Folgende Punkte sprechen für die Hypothese einer unterostalpinen Provenienz:

- 1a. Die Petrographie des Sulzfluh-Granites (Kap. 7.9).
- 1b. Die Geröll-Zusammensetzung der Falknis-Breccien (vgl. Kap. 6.1), welche einerseits auf grosse Ähnlichkeit mit dem Tasna-Kristallin, andererseits auf solche mit dem Err-Kristallin hinweist (Kap. 7.4 und 7.8).
2. Die vielen Analogien, die das Tasna-Kristallin mit dem Err-Kristallin aufweist. Zu diesem Punkt ist noch folgendes zu ergänzen:

Schon GRUBENMANN (1909) und später viele andere Autoren haben die grosse Ähnlichkeit zwischen den Tasna-Graniten und den Graniten aus dem Oberengadin erwähnt. Wenngleich die chemischen Resultate keine grosse Übereinstimmung zeigen (P. NIGGLI et al. 1930), so kann nach P. NIGGLI der kleine Lakkolith der Val Tasna möglicherweise trotzdem zur Err-Decke gerechnet werden. P. NIGGLI (1919) und E. NIGGLI (1953) weisen darauf hin, dass trotz chemischer Unterschiede Tasna- und Err-Bernina-Kristallin vielleicht ursprünglich einer grossen geologischen Einheit angehörten. Nachdem E. WENK (1962) neuerdings auf die enge Verwandtschaft von Albula- und Tasna-Granit hingewiesen hat, wehrt sich TRÜMPY (1969, 1972) recht stark gegen diese entschiedene Stellungnahme und führt dabei sowohl chemische wie auch makroskopische Unterschiede ins Feld.

Zum letzten Argument ist beizufügen, dass wir bei den vielen Feldbegehungen oft Varietäten von Tasna-Granit fanden, die nicht von entsprechenden Gesteinen im Julier-Gebiet und im Albula-Tal zu unterscheiden waren. Der «ganz abnormal und ausgesprochen inhomogen ausgebildete Tasna-Granit» (TRÜMPY 1972, S. 82) wies an einigen Orten eine sehr homogene Struktur auf. Zudem muss berücksichtigt werden, dass die im Unterengadin stärkere Metamorphose hier doch zu Mineral-Umwandlungen führte. Es waren im Tasna-Kristallin verschiedentlich vulkanische Gesteine wie basische Porphyre und Tuffe zu finden (siehe auch CADISCH et al. 1941, 1968), die sich nicht von den entsprechenden Gesteinen des unterostalpinen Nair-Porphyröides (wie auch von Falknis-Geröllen, vgl. S. 82) unterscheiden liessen.

Ein grosser Teil der Tasna-Decke, welche ohne Zweifel zur Falknis-Decke zu rechnen ist, weist zudem Gemeinsamkeiten mit der Sedimentbedeckung der Err-Decke auf (z.B. Steinsberger Lias, flyschartiger «Lias-Dogger», Aptychenkalk der Nordfazies, vgl. dazu S. 43 ff.).

Nach den Betrachtungen über die Petrographie der einzelnen Kristallin-Decken (Kap. 7) wäre es erstaunlich, wenn in einem mittelpenninischen Bereich eine Falknis-Tasna-Schwelle auftauchte, die wohl weitgehend ähnliche Petrographie wie das unterostalpine Kristallin aufwiese, hingegen von diesem durch das im wesentlich andersartigen Kristallin der Arosa-Platta-Decke (Kap. 7.6) und der Margna-Sella-Decke getrennt wäre. P. NIGGLI hat bereits 1919 darauf hingewiesen, dass den alten Eruptiva nur ein beschränkter tektonischer Leitwert zukomme. Damit ist aber nur gesagt, dass das Tasna-Kristallin nicht unbedingt im Streichen des Err-Kristallins zu liegen braucht.

3. Die Falknis-Decke muss sich nach unserer Auffassung südlich des «suprapenninischen Troges» und damit südlich der Platta-Decke befunden haben. Die südlichsten Aufschlüsse der Falknis-Sulzfluh-Decken befinden sich bei Parpan (Lenzerheide) bzw. bei Tiefencastel. Weiter südlich sind keine Vertreter dieser beiden Decken mehr bekannt. Die Falknis-Decke – im Gürgaletsch-Gebiet noch annähernd 500 m mächtig – ist dabei nicht nur, wie im Rätikon, auf einige wenige Meter ausgedünnt, sondern bis in das Gebiet des hintersten Avers können überhaupt keine Äquivalente mehr erkannt werden.

Folgende Vorbehalte können gegen die Hypothese der unterostalpinen Beheimatung angebracht werden:

1. Die Falknis-Sulzfluh-Decken sind in ihrem ganzen Aufschlussbereich immer von Sedimenten und Ophiolithen der Arosa-Zone überlagert. Die Arosa-Zone wird mit der Platta-Decke direkt verbunden (DIETRICH 1970), und beide sind definitionsgemäss noch ins Penninikum zu stellen. Damit müsste eine *Decken-Verschuppung* und -Durchspiessung angenommen werden, um die möglicherweise unterostalpine Falknis-Decke im Rätikon unter die Arosa-Zone zu verfrachten.

2. In der Err-Bernina-Decke finden sich nur teilweise *Fazies-Äquivalente* zu den Falknis-Sulzfluh-Sedimenten. Insbesondere fehlen die mächtigen oberjurassischen Plattform-Kalke und die von dieser Plattform geschütteten Falknis-Breccien. Auch für Tristel-Schichten und Gault der Falknis-Decke sind nur zweifelhafte Äquivalente bekannt.
3. Die *jüngsten Schichtglieder*, die man aus der Arosa-Platta-Decke und aus den unterostalpinen Decken kennt, wurden mit Cenoman datiert. Dies deutet auf viel ältere tektonische Bewegungsphasen als bei der Falknis-Decke hin, wo die Abfolge bekanntlich bis in das Untereozän geht.

10.2.2.3 Diskussion der drei Vorbehalte

1. *Decken-Verschuppung*: Eine Decken-Verschuppung im Bündner Querschnitt wurde bereits von STAUB (in diversen Arbeiten, zuletzt 1958) und von CADISCH (1926, 1929) postuliert. Die beiden Autoren stellten sich vor, dass die Falknis-Sulzfluh-Decken – ursprünglich südlich der Arosa-Platta-Decke gelegen – weit über diese nach Norden weggefahren sind, worauf Schubfetzen der Arosa-Zone an der Basis der oberostalpinen Schubmassen über das Falknis-Sulzfluh-Paar zu liegen kamen (vgl. STAUB 1958: Fig. 29). Mechanisch wäre gegen eine solche Verschuppung nichts einzuwenden, wenn man berücksichtigt, dass die Sedimente der Arosa-Platta-Decke geringmächtig sind und vornehmlich aus mechanisch leicht deformierbaren Schichten wie Ton- und Mergelschiefer, Radiolarit-Bänken sowie Ophiolithen bestehen. Von letzteren ist bekannt, dass sie vor allem beim Decken-Transport äusserst mobil sind und leicht zerschert werden. Auf die Möglichkeit solch immenser Verschuppungen – was tektonisch mindestens ebenso verständlich wäre wie die gewaltige Rückfaltung der mittelpenninischen Sedimente von der Misoxer Zone bis in das hinterste Avers – weist beispielsweise das Vorkommen von Ophiolithen *unter* der Sulzfluh-Kalklinse bei Surava (Tiefencastel) hin.

Auch wenn wir die Decken-Verschuppung nicht als unmöglich taxieren, so ergeben sich aus den Aufschlüssen im *Unterengadiner Fenster* weitere Anhaltspunkte, um den ersten Vorbehalt zu erläutern. Nach der übersichtlichen Gliederung des Fensters durch R. TRÜMPY (1972) sind unter der Tasna-Decke folgende Einheiten zu finden: Zuunterst die Bündnerschiefer (evtl. nordpenninisch), darüber die Schuppenzone Roz-Champatsch, die evtl. das Äquivalent des Vorarlberger Kreideflysches sein könnte (vgl. TRÜMPY 1972, S. 74). Darüber schaltet sich, noch unter der Tasna-Decke, im SE des Fensters, die Schuppe von Ramosch ein, die vor allem basische und ultrabasische Gesteine führt. Die Tasna-Decke im Hangenden weist eine vollständige Schichtreihe vom Kristallin bis in den Flysch auf. Einen grossen Teil dieses Flysches rechnen TRÜMPY (1972) und OBERHAUSER (1980) zur Arosa-Zone, u. a. wegen der olistholithischen Sedimente, der Radiolarite und der Ophiolithe. Letztere stehen z. B. am Bürkelkopf in grosser Masse an und dürften bereits im Malm in den Radiolarit intrudiert worden sein (DAURER 1977).

Im Unterengadin ist also die Tasna-Decke von zwei ophiolithführenden Zonen «eingeklemmt». Da die nördliche Fazies der Tasna-Decke im oberen Jura sehr rasch in radiolaritartige Tonschiefer und Aptychenkalke übergeht und auch im NW-Teil des Unterengadiner Fensters (Prutzer Serie) nur noch unbedeutende Äquivalente der Falknis-Breccie vorkommen, muss angenommen werden, dass weiter nordwärts diese nördliche Jura-Fazies in einen tiefermeerischen Bereich übergeht, der evtl. ein Äquivalent der Platta-Decke (und entfernt auch ein solches der Schuppe von Ramosch ?) sein könnte. Die von Süden über die Tasna-Decke geschoebene Arosa-Zone wäre demzufolge nicht direkt mit der Platta-Decke zu verbinden.

Man kann sich einen «Tasna-Spickel» vorstellen, wie er auf Figur 59 eingezeichnet wurde. Der weit in das unterostalpine Gebiet hineinragende Keil dieser Unterengadiner Arosa-Zone könnte nach unseren Vorstellungen das Äquivalent der eigentlichen Arosa-Zone aus Mittelbünden und dem Rätikon sein. Die Abtrennung von Platta- und Arosa-Trog durch den Falknis-Tasna-Spickel würde auch einige Fazies-Divergenzen zwischen den beiden Tiefseetrögen erklä-

ren. So finden wir z.B. in der Arosa-Zone mächtige Breccien-Abfolgen des Lias–Dogger (Weissfluh, Wurmhalde, Bettlerjoch) sowie olistholithische Erscheinungen im Rätikon und im Unterengadin (HALDIMANN 1975, TRÜMPY 1972), welche allesamt in der Platta-Decke keine Äquivalente finden. Die Breccien der Arosa-Zone weisen hingegen eine grosse Ähnlichkeit mit den unterostalpinen Breccienserien auf (vgl. Kap.9.5).

Nach diesem paläogeographischem Bild wäre also die Decken-Verschuppung als Erklärung gar nicht mehr notwendig. Beim Deckenschub und der intensiven Zerschierung durch die oberostalpinen Einheiten – verbunden mit einem partiellen, in der Falknis-Decke feststellbaren E–W-Schub – käme die Arosa-Zone in unmittelbare Nähe der Platta-Decke zu liegen (z. B. im Albula-Tal östlich von Tiefencastel). Eine durchgehend im Feld verfolgbare Verbindung von der Platta-Decke in die Arosa-Zone ist bis jetzt nämlich noch nirgends festgestellt worden.

2. *Fazies-Vergleiche*: Der zweite Vorbehalt gegen eine Beheimatung der Falknis–Sulzfluh-Decken im Unterostalpin ist die Schwierigkeit, diese Decken faziell befriedigend in die unterostalpinen Serien einzuordnen. Wir haben im Kapitel 9.5 darauf hingewiesen, dass die Falknis-Decke mit ihren Falknis-Breccien, aber auch mit Tristel-Schichten und Gault-Sandstein, höchst charakteristische Merkmale besitzt, wie sie in dieser zusammenhängenden Abfolge sonst nirgendwo mehr im Bündner Querschnitt zu finden sind. Das heisst, dass sich die vorwiegend orogene Fazies der Falknis-Decke auf ein relativ kleines Gebiet im paläogeographischen Raum des Bündner Querschnittes beschränkt und im Hinterland z. T. intensiv erodiert worden ist. Es können somit – dies scheint uns für die folgenden Überlegungen wichtig – vor allem lateral schnelle fazielle Wechsel auftreten. Diese sind, wie FINGER (1978) betont, im übrigen typisch für den «grisoniden Faziesbereich». Vor allem im Jura und in der Kreide weisen grosse Schichtlücken (Couches Rouges transgredieren auf Trias) und der Breccien-Reichtum (selbst in den tiefmarinen Aptychenkalken) auf sehr viel Bewegungen in diesem unterostalpinen Raum hin.

Vergleiche: Sowohl der spärliche Lias als auch die Panier-Formation der Falknis-Decke können gut mit entsprechenden Ablagerungen aus dem Unterostalpin verglichen werden. Insbesondere die Schiefer und die Breccien der Panier-Formation sind fast völlig analog zu den Gesteinen in der frontalen Err-Decke (Oxford–Argovien-Schiefer von STÖCKLIN 1949).

Für die sich auf einen kleinen Fächer beschränkenden Falknis-Breccien finden sich weder im Penninikum noch im Unterostalpin Äquivalente. In den westlichen Aufschlüssen der unterostalpinen Err-Decke ist z. B. an der Rocabella ein kontinuierlicher Übergang der mesozoi-schen Sedimente zu denjenigen der nördlich davon gelegenen Platta-Decke (mit Ophiolithen) zu beobachten (vgl. DIETRICH 1970). Im Oberjura sind die beiden Gebiete durch einen tiefen Trog mit Radiolariten und Aptychenkalken verbunden. Eine Falknis-Schwelle an dieser Stelle ist sicher undenkbar. Eine solche müsste nach unseren palinspastischen Vorstellungen (S. 68 ff.) eher östlich der Stirn der Err-Decke zu suchen sein, in einem Gebiet mit höheren Einheiten, die einen Einblick in die unterostalpine Geologie verunmöglichen. Der westlichste Ausläufer einer solchen Falknis-Erhebung könnte in der von STÖCKLIN beschriebenen «Albula–Err-Schwelle» zu finden sein, die einen nach NW konvexen Rücken bildet und nördlich der Zone von Samaden liegt. Nach STÖCKLIN setzt sich diese Schwelle möglicherweise im Tasna-Kristallin fort. Nach diesem Autor fand bereits im Dogger eine Heraushebung des Albula-Massivs statt, und die Schwelle soll bis in die untere Kreide terrigenes Material in die benachbarten Tröge geliefert haben. Dass eine solche Plattform im Oberjura im unterostalpinen Raum vorhanden war, zeigen Untersuchungen im Gebiet des Carungas, wo in Aptychenkalken Einlagerungen von Kalken gefunden worden sind, die mit ihrer Flachwasser-Fauna eindeutig von einer Plattform stammen (pers. Mitt. Prof. R. Trümpy, nach Beobachtungen von O. Voborny).

Bei der hier diskutierten Fazies-Korrelation Falknis–Unterostalpin stellt sich auch die Frage, ob sich die Sulzfluh-Plattform ursprünglich unmittelbar an den Falknisbreccien-Trog anschloss (wie dies OTT 1969 vermutete), oder ob die Lias-Marmore des Sassalbo (STAUB 1948, 1958) als deren Stammgebiet zu bezeichnen wären. Ersteres scheint uns naheliegender zu sein

(vgl. auch Kap. 4); es würde doch erstaunen, wenn sowohl im Err-Gebiet als auch auf dem Rücken der Bernina-Decke (Sassalbo) je eine mächtige, riffartige Plattform, getrennt durch den tiefen Radiolarit-Trog der Zone von Samaden (ohne Riff-Detritus), auftreten würde. Auch wenn im Unterostalpin des übrigen Alpenbereichs keine den Falknis-Breccien entsprechenden Schüttungen bekannt sind, so muss doch darauf hingewiesen werden, dass im Unterostalpin des Tauern-Fensters oberjurassische Breccien (Schwarzeck-Breccien) mit grobem, kristallinem Material bekannt sind. Auch die Dolin-Breccien mit ihrem gegen oben zunehmenden Kalkgehalt der Matrix könnten vielleicht im oberen Teil bis in den Malm reichen, zumal ja – im Gegensatz zu den altersäquivalenten Breccien in der Zone von Samaden – kein Radiolarit über den Breccien bekannt ist.

Während für die Couches Rouges der Falknis-Decke im Unterostalpin Äquivalente (allerdings cenomanen Alters) bekannt sind, fehlen in diesem Raum die typischen Falknis-Tristel- und Gault-Schichten oder sind nur andeutungsweise bekannt (STAUB 1958). Es stellt sich die Frage, ob der Falknis-Gault – von HESSE (1973) als proximaler Abschnitt eines gegen NE schüt-

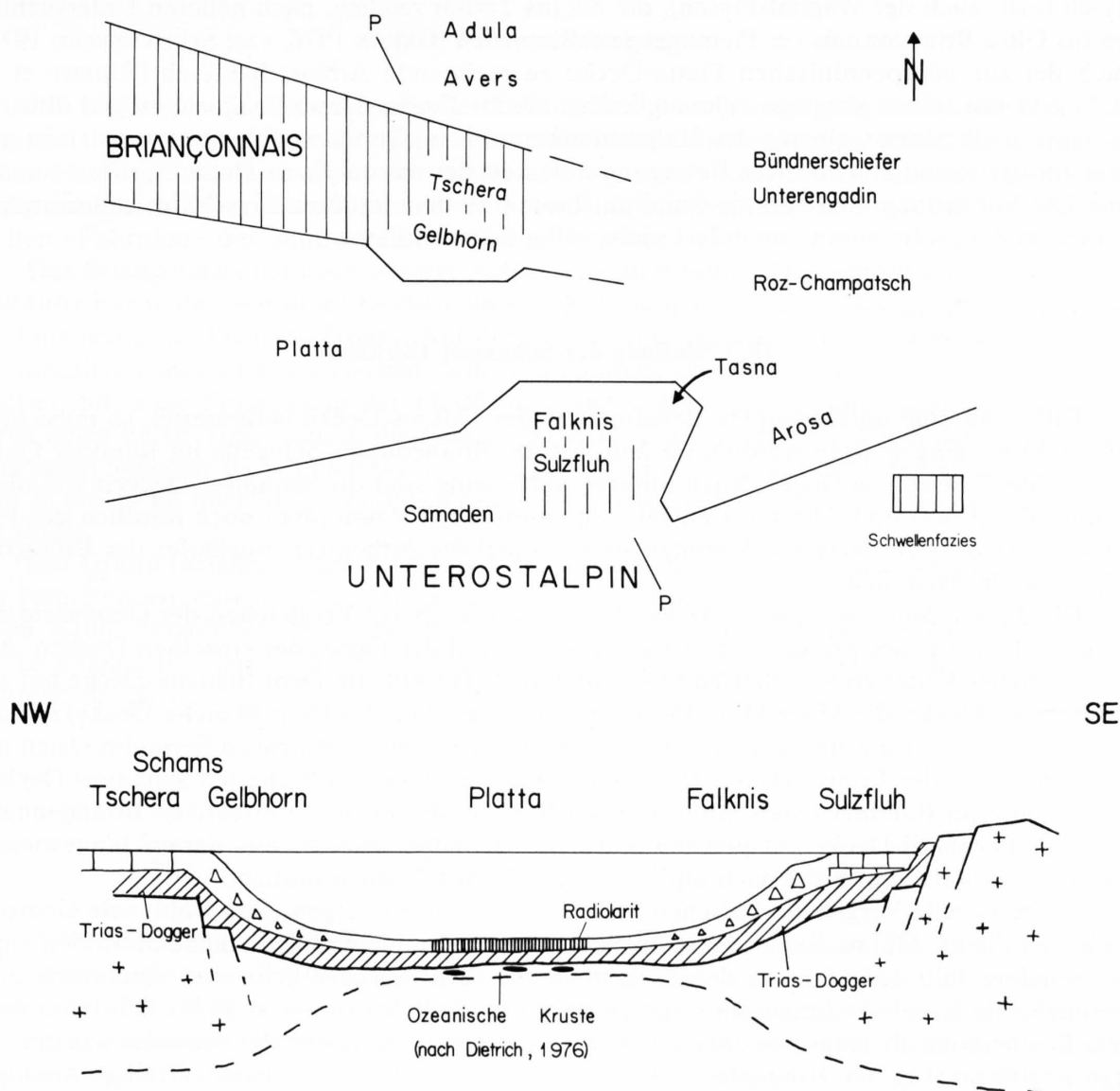


Fig. 59: Paläogeographische Skizze und schematisches Querprofil des penninisch-ostalpinen Grenzbereiches im östlichen Bündner Querschnitt zur Malm-Zeit.

tenden submarinen Fächers interpretiert – in einem südlicheren Raum eventuell bereits in das Abtragungs- und Liefergebiet (z. B. in der Nähe und westlich der Albula–Err-Schwelle) zu liegen käme oder gegebenenfalls in den Erosionsschutt dieser Schwelle in Form der von STÖCKLIN beschriebenen, kretazischen Salamùn-Breccie.

3. *Tektonische Bewegungsphasen im Bündner Querschnitt*: Die jüngsten Schichtglieder der Arosa-Zone und des Unterostalpins zeigen, dass die tektonischen Bewegungsphasen dieser Bereiche bereits in der Oberkreide zu suchen sind, während sie in den Falknis–Sulzfluh-Decken während des Eozäns begonnen haben. BURGER (1978) hat in der Arosa-Zone im Rätikon Schollen-elemente der Nördlichen Kalkalpen unter Cenoman-Flysch als Mélange-Erscheinungen gedeutet (Späne der Silvretta-Überschiebung seien weniger wahrscheinlich). Diese Interpretation würde bedeuten, dass Einheiten der Nördlichen Kalkalpen während des Cenomans bis an den Rand des Penninikums vorgerückt wären. BURGERS Interpretationen widersprechen aber den Resultaten aus dem Unterostalpin, wo bekanntlich noch Cenoman zu finden ist.

In diesem Zusammenhang muss erwähnt werden, dass der Gurnigel- und der Schlieren-Flysch (evtl. auch der Wägital-Flysch), die bis ins Tertiär reichen, nach neueren Untersuchungen ins Ultra-Briançonnais (\pm Piemont) gestellt werden (CARON 1976, VAN STUIJVENBERG 1979). Auch der zur oberpenninischen Platta-Decke zu rechnende Arblatsch-Flysch (STREIFF et al. 1976) geht mit seinen jüngsten Schichtgliedern bis ins Eozän. Diese Beispiele mögen illustrieren, dass in einzelnen Gebieten des Südpenninikums bis ins Tertiär sedimentiert worden ist und diese infolgedessen erst von den Bewegungsabläufen der mesoalpinen Phase ergriffen worden sind. Die Vorstellung, den Falknis–Sulzfluh-Raum (mit dem tertiären Flysch) im Unterostalpin zu beheimaten, wäre somit zumindest nicht völlig auszuschliessen.

10.3 Stellung der Schamser Decken

Falls man eine unterostalpine Beheimatung der Falknis-Decke befürwortet, so muss kurz auf die Frage eingegangen werden, ob und wie die Briançonnais-Schwelle im Bündner Querschnitt ihre Fortsetzung findet. Nach unserer Auffassung sind die Schamser Decken von oben («Solution supra») und damit aus einem südpenninischen Raum (aber noch nördlich des Piemonteser Troges) zu beziehen. Könnten sie eventuell die östlichsten Ausläufer der Briançonnais-Schwelle darstellen?

Die *Korrelation* von alpinen Decken basiert u. a. auch auf Vergleichen der Geometrie der Decken-Elemente, des prätriadischen Untergrundes und der Fazies der einzelnen Decken. Auf Grund solcher Kriterien korrelierten STAUB und auch TRÜMPY die Dent Blanche-Decke mit der Err–Bernina-Decke, die Mont Mary-Decke (untere Digitation der Dent Blanche-Decke) mit der Margna-Decke und die Bernhard-Decke (mit ihrer Briançonnais–Barrhorn-Serie) im Osten mit der Suretta- und der Tambo-Decke. Die von der Margna-Decke abgescherten Schamser Decken kämen somit im Bündner Querschnitt in einen Bereich, der nicht der effektiven Briançonnais-Zone der Bernhard-Decke entsprechen würden. Wir haben aber bereits darauf hingewiesen, dass sich das Kristallin nicht nach alpinen Leitlinien anzuordnen braucht.

Grobe fazielle Vergleiche zwischen Schams und Préalpes zeigen, dass wohl viele Gemeinsamkeiten (Trias, Malm), auf der andern Seite aber auch einige Unterschiede zu finden sind. Insbesondere fällt auf, dass in der Tschera-Decke (d. h. auf der Schwelle) vermutlich eine durchgehende Kreide-Sedimentation stattgefunden hat (vgl. STREIFF et al. 1976). Wir betrachten diese Erscheinung als langsames, südwestwärts gerichtetes Abtauchen der Schwelle von der unteren Kreide an (Fig. 59). Hingegen weist die Vizanbreccien-Serie eine ganz auffällige Analogie mit der Entwicklung der Breccien-Decke auf dem internen Abschnitt der Briançonnais-Schwelle auf (vgl. Kap. 9.5), wobei beide Breccien-Abfolgen ungefähr in südlicher Richtung geschüttet worden sind. Diese Tatsache hingegen spricht wieder für eine Fortsetzung der

Briançonnais-Schwellenzone in den Schamser Raum (und weniger für einen südlich des Schams gelegenen Falknis-Sulzfluh-Raum, wie TRÜMPY 1980 auf der Fig. 10 andeutet). Dabei ist im Schams mittels der Vizanbreccien-Serie der kontinuierliche Übergang dieser Schwelle (Tschera-Plattform) in den Piemont-Trog (im Süden) gut sichtbar zu verfolgen. Die einzelnen penninischen Schwellen und Sedimentationströge brauchen sich nicht zylindristisch von West nach Ost zu ziehen, was ja auch aus den Arbeiten z. B. von TRÜMPY (1971, 1975 a, 1980), von LEMOINE (1975) und von DIETRICH (1976) hervorgeht. Nach unserer Auffassung ist eine Fortsetzung der Briançonnais-Schwelle weiter nach Osten fraglich. Im Unterengadiner Fenster jedenfalls sind, falls die Tasna-Decke wie die Falknis-Decke ebenfalls ins Unterostalpin gestellt wird, keine weiteren Schwellensedimente zu erkennen. Auch im Tauern-Fenster ist der als Fortsetzung der Falknis-Briançonnais-Schwelle interpretierte Hochstegen-Kalk (vgl. TOLLMANN 1965, 1978) möglicherweise tiefermeerischen Ursprungs (FAUPL 1978) und eventuell sogar zum nördlichen Kontinentalrand («Helvetikum») zu rechnen (FRISCH 1975, THIELE 1980).

10.4 Schlussbemerkungen

Die Diskussion der Beheimatung der Falknis-Decke hat gezeigt, dass nach unserer Auffassung viele gewichtige Argumente gegen eine penninische Provenienz sprechen. Eine unterostalpine Herkunft halten wir für wahrscheinlicher, wenn sich auch Schwierigkeiten vor allem in bezug auf Fazies-Korrelationen mit andern unterostalpinen Sedimenten sowie auf den orogenetischen «Fahrplan» der unterostalpinen Decken ergeben.

Das Briançonnais hat nach unserer Auffassung im Bündner Querschnitt seinen östlichsten Ausläufer nur in den Schamser Decken, und zwar im südpenninischen Raum, unter gleichzeitiger Einengung des Piemont-Troges. Auf die auslaufende Tendenz dieser Schwelle weisen u. a. die faziellen Unterschiede zwischen dem Briançonnais der Westschweiz und den Schamser Decken hin. Eine Fortsetzung der Plattform gegen Osten wird lediglich indirekt – getrennt durch einen tiefen Trog – durch die Falknis-Sulzfluh-Decken gebildet. Die Sulzfluh-Plattform wäre somit lediglich als Fazies-Rekurrenz der Briançonnais-Schwelle zu interpretieren, wie man sie z. B. erneut im oberostalpinen Plessen- und Tressenstein-Kalk in genau gleicher Fazies wieder findet.

Auf Grund fazieller Unterschiede und der tektonischen Situation im Unterengadiner Fenster vermuten wir, dass die Platta-Decke und die Arosa-Zone zwar beide aus einem südpenninischen Raum herzuleiten sind, aber nicht aus demselben Faziesbezirk stammen: Die Platta-Decke könnte in einem westlichen Abschnitt des Bündner Querschnittes zu beheimaten sein, während die Arosa-Zone eher in einem östlichen Raum zu lokalisieren wäre.

Zusammenfassung

Der Jura der Falknis-Decke wurde an allen Aufschlüssen (Rätikon, Mittelbünden) sowie im Unterengadin, wo sie als Tasna-Decke bezeichnet wird, stratigraphisch und sedimentologisch untersucht. Neben kärglichen Resten von Trias und Lias werden vier jurassische Formationen ausgeschieden: *Panier-Formation* (? oberer Lias bis mittleres Oxfordien), *Sanalada-Formation* (oberes Oxfordien bis ? unteres Kimmeridgien), *Falknisbreccien-Formation* (? oberes Kimmeridgien bis unteres Tithon) und *Jes-Formation* (oberes Tithon bis unterstes Berriasien).

Im ersten Kapitel werden Fazies, Mikrofazies und lithologische Profile beschrieben. Die detritische Fazies ist in allen vier Formationen im wesentlichen gekennzeichnet einerseits durch

feinsandige Kalkturbidite, andererseits durch das Auftreten von mächtigen, kalkreichen Breccien, von denen die Falknis-Breccien mit ihrem kristallinen Trümmermaterial und dem vielen, ehemals halbverfestigten Plattform-Kalkmaterial die auffälligsten Vertreter sind. Die pelagische Fazies zeigt einen Übergang von schwarzen Tonschiefern in der Panier-Formation in echte mikritische Kalke, welche vorwiegend im oberen Teil der Falknisbreccien-Formation und der Jes-Formation dominieren.

Die jurassischen Sedimente der Tasna-Decke können in eine nördliche, breccienarme und eine südliche, breccienreiche Fazies (mit Falknisbreccien- und Jes-Formation) unterteilt werden. Messungen der Illit-Kristallinität und Interpretation von Mineral-Paragenesen der Tonmineralien, verbunden mit diagenetischen Resultaten aus dem Dünnschliff, führen zu einem Bild der komplexen diagenetischen und metamorphen Prozesse in der Falknis-Decke.

Im sedimentologischen Kapitel werden Aufbau, Transport-Mechanismus und Fazies der detritischen Sedimente, insbesondere der Breccien, diskutiert. Dabei können drei verschiedene Breccientypen unterschieden werden, denen unterschiedliche Intervalle zugeordnet werden. Der untere Teil eines Breccienzyklus wird als Ablagerung eines «debris flow», der obere Teil derselben Breccie als Turbidit interpretiert. Es wird vermutet, dass die detritischen Sedimente von einer Plattform durch ein Verteilungssystem (evtl. Canyon) Richtung Nordwest z. T. fächerartig geschüttet worden sind. Die Frage wird diskutiert, inwiefern tektonische Einflüsse und Meeresspiegel-Schwankungen die Entwicklung des Falknis-Troges kontrolliert haben. Die Resultate aus Stratigraphie und Sedimentologie führen zur Darstellung der Paläogeographie der Falknis-Tasna-Decke zur Jura-Zeit.

Das vorwiegend kristalline Trümmermaterial ist z. T. gut gerundet, was auf das Vorhandensein eines subaerischen Liefergebietes schliessen lässt. Auf Grund von vielen Komponenten-Analysen nehmen wir an, dass die Falknis-Breccien aller Lokaltäten aus einem gleichartigen Liefergebiet geschüttet worden sind, das vornehmlich aus Granit- und Porphyroid-Material, untergeordnet aus Gneisen und verfestigten Sedimenten (Trias und Lias) bestanden haben dürfte. Schwermineral-Analysen geben ebenfalls keine Indizien für verschiedene Schüttungszentren mit unterschiedlichem Liefergebiet innerhalb der Falknisbreccien-Formation. Schwermineral-Spektren aus der Gelbhorn-Decke und aus der Arosa-Zone weisen wenig, jene aus der Saluver-Formation (Zone von Samaden) recht grosse Ähnlichkeit mit denjenigen der Falknis-Decke auf.

Die Kristallin-Gerölle der Falknis-Breccien werden mit den kristallinen Kernen von mittel- und hochpenninischen sowie ostalpinen Decken des Bündner Querschnittes verglichen. Dabei zeigen das Tasna-Kristallin und das Kristallin der unterostalpinen Err-Decke z. T. bis in viele Details Übereinstimmung mit dem Falknisbreccien-Kristallin, während das Kristallin der übrigen behandelten Bündner Decken kaum als kristallines Hinterland der Falknis-Sedimente betrachtet werden kann.

In einem weiteren Kapitel werden ausführliche Vergleiche mit altersäquivalenten Breccien durchgeführt. Es zeigte sich, dass die Breccien der Grabser Klippe nicht mit den Jura-Breccien der Falknis-Decke gleichgesetzt werden können. Lithologische, sedimentologische, sedimentpetrographische und neue stratigraphische Ergebnisse zeigen auch wenig Gemeinsamkeiten zwischen den Vizan-Breccien der Gelbhorn-Decke (Schams) und den Jura-Breccien der Falknis-Decke. Die Theorie von HAUG (1925) und STREIFF (1962) – nämlich die Korrelation der Klippen-Decken Falknis-Sulzfluh mit den Schamser Decken mittels einer Rückfalte im Avers – wird eingehend besprochen. Es wird der Schluss gezogen, dass die beiden Schwellenbereiche Falknis-Sulzfluh und Tschera-Gelbhorn nicht miteinander korreliert werden können, dass sich also im Bündner Querschnitt zwei verschiedene Schwellen befunden haben müssen.

In einem längeren Exkurs wird die tektonische Stellung einzelner Schamser Decken diskutiert (Bildung zweier Deckfalten: Tschera-Decke unten und Gelbhorn-Decke oben) und eine Herkunft südlich der Averser Bündnerschiefer (aus dem Hangenden des Margna-Kristallins) postuliert.

Vergleiche von Breccien der Arosa-Zone, von Breccien aus der Zone von Samaden sowie von weiteren bekannten Breccien-Schüttungen im Alpenbereich mit den jurassischen Breccien der Falknis-Decke zeigen fast durchwegs grosse Unterschiede lithologischer, sedimentologischer und sedimentpetrographischer Art.

Im letzten Kapitel wird auf die Probleme bei der Beheimatung der Falknis-Decke eingegangen. Dabei werden verschiedene Möglichkeiten – Mittel- und Südpenninikum oder Unterostalpin – auf Grund von Literaturstudien und eigenen Beobachtungen diskutiert. Für den Verfasser überwiegen die Argumente *gegen* eine penninische Stellung und *für* eine unterostalpine Provenienz der Falknis-Decke, wenn sich auch für letztere Position Schwierigkeiten fazieller Art und bezüglich des Zeitablaufes der penninischen und ostalpinen tektonischen Bewegungsphasen ergeben. Nach dem vorliegenden, hypothetischen Schema wären die Schamser Decken als die einzigen und östlichsten Vertreter der mittelpenninischen Briançonnais-Schwelle zu betrachten.

Summary

Stratigraphy and sedimentology of the Jurassic part of the Falknis nappe – generally considered as Penninic – in Graubünden (Eastern Switzerland) and its equivalent in the Lower Engadin window (Tasna nappe) have been studied. Besides remainders of Triassic and ? Lower Jurassic strata, four Jurassic formations were distinguished: *Panier*, *Sanalada*, *Falknis breccia* and *Jes Formations*.

In a first chapter, facies, microfacies and lithologic sections of the deep-marine carbonate sequences of the Jurassic are discussed: The detrital facies is on the one hand characterized by carbonate turbidites, on the other hand by thick carbonate breccias containing large crystalline boulders and semi-lithified carbonate platform material. The pelagic basin facies, interstratified with the clastics, comprises black shales in the lowermost formation, gradually changing into dense micritic limestones with calpionellids in the uppermost formation. Illite crystallinity, mineral paragenesis and examination of thin slides provided clues for the interpretation of the complex diagenetic and metamorphic history of the Falknis nappe.

In the sedimentological chapter, structure and mechanism of transport are discussed. Three main types of breccias can be distinguished and several characteristic divisions are observed. We believe that the lower part of a breccia containing the large boulders was transported by submarine debris flow, whereas the upper part of the same breccia cycle is interpreted as a turbidite deposit. Facies analysis led to the conclusion that breccias derived from a platform and were transported through a distributary system with probable canyons into a deeper basin situated to the north and west. Well-rounded crystalline boulders suggest the existence of a subaerial hinterland located south of the platform.

The components of the Falknis breccias show in all sections studied the same predominance of granitic and porphyric material, with subordinate gneisses. We thus conclude that the supply area for all the breccias was the same. This was corroborated by a detailed analysis of the heavy minerals of calcarenites of the Upper Jurassic Falknis breccia Formation.

The crystalline boulders in the Falknis breccias were compared in detail with the cores of pre-Triassic basement rocks of various Penninic and Lower Austroalpine nappes of Graubünden, in order to obtain evidence for the origin of the Falknis nappe. The crystalline rocks of the Tasna nappe and of the Lower Austroalpine Err nappe only could be regarded as possible source for the crystalline components of the Jurassic Falknis sequence.

Detailed comparative studies were made of various Jurassic breccias above all in Eastern Switzerland. The breccias of the Schams nappes (Gelhorn nappe), of the Arosa Zone and of the Lower Austroalpine Samaden Zone were examined more in detail. Lithology, sedimentol-

ogy, sedimentary petrography and stratigraphy of these breccias show little similarities with Jurassic breccias of the Falknis nappe. Accordingly, the breccias of the Middle Penninic Gelbhorn nappe can not be connected with the Falknis breccias, as proposed by STREIFF.

In the last chapter the origin of the Falknis nappe is discussed. The author believes that the Falknis nappe belongs to the Lower Austroalpine realm in its original palinspastically reconstructed basin position as already proposed by STAUB. In any case better tectonic and sedimentary petrological arguments can be advanced for this assumption than for R. TRÜMPY's interpretation of a Middle Penninic provenance. The continuation of the Middle Penninic Briançonnais platform in Eastern Switzerland would in this case only be represented by the Schams nappes.

Literaturverzeichnis

- ALLEMANN, F. (1957): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil), unter besonderer Berücksichtigung des Flysch-problems.* – Jb. hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein 56 (1956).
- ALLEMANN, F., CATALANO, R., FARES, F. & REMANE, J. (1971): *Standard Calpionellid Zonation (upper Tithonian–Valanginian) of the Western Mediterranean Province.* – Proc. II. plankt. Conf. Roma (1970) 2, 1337–1340.
- ALLEMANN, F., GRÜN, W. & WIEDMANN, J. (1975): *The Berriasien of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic–Cretaceous boundary.* In: *Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon/Neuchâtel, sept. 1973).* – Mém. Bur. Rech. géol. min. 86, 14–22.
- AMPFERER, O. (1933): *Beiträge zur Geologie des Rätikons.* – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 83, 137–172.
- (1937): *Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons.* – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 87, 275–310.
- ANDREY, J.-D. (1974): *Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises).* – Thèse 592, Univ. Fribourg (Suisse).
- ANTOINE, P. (1972): *Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse.* – Géol. alp. (Grenoble) 48/1, 5–40.
- ARBENZ, K. (1947): *Geologie des Hornfluhgebietes.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 89.
- ARBENZ, P. (1926): *Über das Alter der Saluverkonglomerate und die Juratransgression in den unterostalpinen Decken Graubündens.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich, Beibl. 10, 17–25.
- ARNI, P. (1926): *Geologische Forschungen im mittleren Rätikon.* – Diss. Univ. Bern.
- BERGOUNGAN, H. (1971): *Le Jurassique supérieur de la région de Morez.* – Mém. Bur. Rech. géol. min. 75, 249–262.
- BLANC, B. L. (1965): *Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna (Provinz Sondrio, Italien).* – Diss. Univ. Zürich.
- BLASER, R. (1952): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 2. Teil (nördliches Gebiet).* – Hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein, Vaduz.
- BOESCH, H., CADISCH, J. & WENK, E. (1953): *Erläuterungen zum geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 424 (20), Zerneß.* – Schweiz. geol. Komm.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970): *Sedimentologie von Schelfkarbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 140.
- BORZA, K. (1969): *Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten.* – Bratislava.
- BOSELLINI, A. & WINTERER, E. L. (1975): *Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model.* – Geology 3, 279–282.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits.* – Elsevier, Amsterdam.
- (1973): *Contourites in Niesenflysch, Switzerland.* – Eclogae geol. Helv. 66/2, 315–323.
- BOUMA, A. H. & HOLLISTER, C. D. (1973): *Deep ocean basin sedimentation.* In: *Turbidites and deep water sedimentation.* – Soc. econ. Paleont. Mineral., Pacific Sect., short Course Anaheim, 79–118.
- BOURBON, M. (1972): *Un exemple de série pélagique condensée avec variations d'épaisseur très rapides dans le Malm briançonnais.* – C. R. Acad. Sci. (Paris) (D), 6/274, 2631–2634.
- BURGER, H. (1978): *Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon).* – Eclogae geol. Helv. 71/2, 255–266.
- CADISCH, J. (1921): *Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49/1.
- (1923): *Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges.* – Eclogae geol. Helv. 17, 493–499.
- (1926): *Der Bau der Alpen.* – Orell Füssli, Zürich.
- (1929): *Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet.* – Verh. schweiz. natf. Ges. 40/1, 62–77.

- (1932): *Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster*. – *Eclogae geol. Helv.* 25, 17–22.
- (1934): *Parpan–Arosa, zentrales Plessurgebirge. Exkursion Nr. 85, Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. XIII: 985–991. – Wepf, Basel.
- (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. – Wepf, Basel (2. Aufl.).
- (1961): *Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen*. – *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)* 1961, 115–124.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F. (1941): *Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 420 (14), Ardez*. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & LEUPOLD, W. (1930): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Mittelbünden*. – *Eclogae geol. Helv.* 23/1, 1–30.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. (1968): *Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 44, Scuol/Schuls-Tarasp*. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J., LEUPOLD, W., EUGSTER, H. & BRAUCHLI, R. (1919): *Geologische Untersuchungen in Mittelbünden*. – *Festschr. Alb. Heim, Vjschr. natf. Ges. Zürich* 64, 359–417.
- CARON, M. (1976): *La nappe du Gurnigel dans les Préalpes*. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 297–308.
- CARTER, R. M. (1975): *A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites*. – *Earth-Sci. Rev.* 11/2, 145–177.
- CHESSEX, R. (1959): *La géologie de la haute vallée d'Abondance (Haute Savoie, France)*. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 296–400.
- COOK, H. E., MCDANIEL, P. N., MOUNTJOY, E. W. & PRAY, L. C. (1972): *Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank («reef») margins, Alberta, Canada*. – *Bull. canad. Petroleum Geol.* 20, 439–497.
- COOK, H. L. & TAYLOR, M. E. (1977): *Comparisons of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowermost Ordovician of Nevada*. In: COOK, H. E. & ENOS, P. (Eds.): *Deepwater carbonate environments*. – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 25, 55–81.
- CORNELIUS, H. P. (1926): *Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu*. – *Geol. Arch.* 4, 1–4.
- (1935): *Geologie der Err–Julier-Gruppe. 1. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 70.
- COSSEY, S. P. & EHRLICH, R. (1978): *Growth fault-controlled submarine carbonate debris flow and turbidite deposits from the Jurassic of northern Tunisia: Possible canyon fill sequences*. In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Eds.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (127–137). – Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg/Pennsylvania, USA.
- CRESCENTI, U. (1969): *Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino centrale: Correlazioni*. – *Geologica rom.* 8, 15–40.
- DAURER, A. (1977): *Bericht 1976 über petrographische Untersuchungen an den Idalp-Ophiolithen im Fimbertal auf den Blättern 170, Galtür, und 171, Nauders*. – *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)* 1977/1, A143–A144.
- DIETRICH, V. (1969): *Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich*. – *Europ. Hochschulschr.* 17.
- (1970): *Die Stratigraphie der Platta-Decke*. – *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 631–672.
- (1976): *Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese*. – *Geotekt. Forsch.* 50, 1–84.
- DONZE, P. & LE HÉGARAT, G. (1972): *Le Berriasien, étage charnière entre le Jurassique et le Crétacé; ses équivalents continentaux en Europe du Nord*. – 24^e Congr. géol. int. Canada, 1972, sect. 7, 513–523.
- DRAGASTAN, O. (1975): *Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicas Valley Basin (East Carpathian)*. – *Mem. Inst. Geol. Geophys. (Bukarest)* 21.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): *The transformation of clay minerals during diagenesis and lowgrade metamorphism: a review*. – *Sedimentology* 15, 281–346.
- EGLI, W. (1966): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin)*. – *Diss. ETH Zürich*.
- ELLENBERGER, F. (1949): *Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise*. – *Bull. Serv. Carte géol. France* 47/226, 83–118.
- (1958): *Etude géologique du pays de Vanoise*. – *Mém. Carte géol. France*.
- ENOS, P. (1977): *Flow regimes in debris flow*. – *Sedimentology* 24, 133–142.
- ENZENBERG, M. (1976): *Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol)*. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.* 23, 163–180.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1846): *Geognostische Beobachtungen über einige Gegenden des Vorarlbergs*. – *N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. Petrefaktenkd.* 1846, 421–442.
- ESCHER VON DER LINTH, A. & STUDER, B. (1839): *Geologische Beschreibung von Mittel-Bünden*. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 3.
- FAUPL, P. (1978): *Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien und Turbiditserien in den Ostalpen*. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.* 25, 81–110.
- FENNINGER, A. & HOETZL, H. (1967): *Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typuslokalitäten (Nördliche Kalkalpen)*. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 128/1, 1–37.
- FINGER, W. (1972): *Geologie des Val d'Agnelli und des Vairana-Kessels (Oberhalbstein)*. – *Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich*.
- (1978): *Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien*. – *Diss. ETH Zürich*.
- FLÜGEL, E. (1978): *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. – Springer, Berlin.

- FORRER, M. (1949): *Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde*. – Ber. (Jb.) st. gall. natw. Ges. 73, 1–99.
- FREY, M. (1970): *The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis*. – *Sedimentology* 15, 261–279.
- (1978): *Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages*. – *J. Petrol.* 19/1, 39–135.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): *Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusions data*. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 173–203.
- FRISCH, W. (1975): *Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura*. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.]* 1975, 82–90.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): *Sedimente und Sedimentgesteine*. – Schweizerbart, Stuttgart (3. Aufl.).
- FURRER, U. (1979): *Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes (Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern)*. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 623–672.
- FURRER, U. & SEPTFONTAINE, M. (1977): *Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide des Foraminifères) dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse)*. – *Eclogae geol. Helv.* 70/3, 717–737.
- GANSSER, A., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1967): *Reichenau–Thusis–Schams–Splügen–San Bernardino–Misox und Castione. Exkursion Nr. 39, Geologischer Führer der Schweiz*, H. 8, 785–817. – Wepf, Basel.
- GEES, R. (1954): *Geologie von Klosters*. – Ungekürzte Diss. Univ. Bern (unpubl.).
- GRUBENMANN, U. (1909): *Beiträge zur Geologie des Unterengadins: Die kristallinen Gesteine*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 23, 146–245.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems*. – Diss. Univ. Bern.
- (1959): *Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen*. – *Int. sediment. petrogr. Ser.* 4 (Brill, Leiden).
- GRÜNFELDER, M. (1956): *Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung*. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 35.
- GRUNER, U. (1976): *Geologie des Falknis–Glegghorn-Gebietes (W-Rätikon)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1979): *Die Jura-Breccien der Falknis-Decke und die paläogeographischen Beziehungen zu altersäquivalenten Breccien im Bündner Querschnitt*. – Diss. Univ. Bern.
- GUILLAUME, A. (1962): *Répartition des microorganismes dans les formations à dominante calcaire du Jurassique supérieur de la région de Champagnole (Jura)*. – *C. R. et Mém. Colloq. Jurassique 1962*, Luxembourg, 449–458.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 54/1.
- HAGEN, T. (1948): *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 90.
- HALDIMANN, P. (1975): *Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 301–310.
- HAMPTON, M. A. (1972): *The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents*. – *J. sediment. Petrol.* 42, 775–793.
- (1975): *Competence of fine-grained debris flows*. – *J. sediment. Petrol.* 45, 834–844.
- HAUG, E. (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes Occidentales*. – *Bull. Soc. géol. France* 25/3, 97–244.
- HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
- HEIM, ARN. (1907): *Über den Berglitenstein und die Grabser Klippe*. – *Eclogae geol. Helv.* 9/3, 425–437.
- HESSE, R. (1973): *Flysch-Gault und Falknis–Tasna-Gault (Unterkreide); Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen*. – *Geologica et Palaeontologica*, Sonderbd. 2.
- (1975): *Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins*. – *Sedimentology* 22, 387–416.
- HOEDEMAEKER, P. J. (1973): *Olistostromes and other delapsonal deposits and their occurrence in the region of Moratella (Prov. of Murcia, Spain)*. – *Scr. geol.* 19.
- HOEK, H. (1906): *Das zentrale Plessurgebirge*. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 367–448.
- HOMEWOOD, P. & WINKLER, W. (1977): *Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes plastiques fribourgeoises*. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 66/2, 116–140.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 17–105.
- JACOBSHAGEN, V. & OTTE, O. (1968): *Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen)*. – *Geologica et Palaeontologica* 2, 97–107.
- KELLING, G. & STANLEY, D. J. (1976): *Sedimentation in canyon, slope and base-of-slope environment*. In: STANLEY, D. J. & SWIFT, D. J. P. (Eds.): *Marine sediment transport and environment management* (379–435). – John Wiley, New York.
- KLEIN, H.-H. (1976): *Metamorphose von Peliten zwischen Rheinwaldhorn und Pizzo Paglia (Adula- und Simano-Decke)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 457–479.
- KRUYSSSE, H. A. C. (1967): *Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, 157–235.

- KUBLER, B. (1967a): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme*. – Colloq. Neuchâtel 1966: Etages tectoniques, 105.
- (1967b): *Anchimétamorphisme et schistosité*. – Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA 1/2, 259–278.
- LEMOINE, M. (1975): *Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais zone in the Western Alps – Possible evidence for an Atlantic-type margin between the European craton and the Tethys*. – IX^e Congr. int. Sédimentol. Nice 1975, thème 4, 211–219.
- LEUPOLD, W. (1933): *Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen*. – Eclogae geol. Helv. 26/2, 295–319.
- LINGEN, G. J. VAN DER (1969): *The turbidite problem*. – New Zealand J. Geol. Geophys. 12, 7–50.
- LOMBARD, AUG., GANSSER, A. et al. (1962): *Guidebook for the International Field Institute – the Alps 1962*. – Amer. geol. Inst., Washington.
- LOON, W. E. VAN (1960): *Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Remüs (Unterengadin) und Nauders (Tirol)*. – Geologica ultraiect. 7, 11–68.
- LORENZ, TH. (1901): *Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies*. Teil II: *Südlicher Raetikon*. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 12, 1–62.
- LOWE, D. R. (1972): *Implications of three submarine mass-movement deposits, Cretaceous, Sacramento Valley, California*. – J. sediment. Petrol. 42, 89–101.
- (1976): *Grain flow and grain flow deposits*. – J. sediment. Petrol. 46, 188–199.
- LUGEON, M. (1901): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. – Bull. Soc. géol. France (4), 1, 723–825.
- MARTIN, B. D. & EMERY, K. O. (1967): *Geology of Monterey Canyon, California*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 51, 2281–2304.
- MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet*. – Eclogae geol. Helv. 57/2, 315–428.
- MEDWENITSCH, W. (1962): *Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (österreichischer Anteil)*. – Eclogae geol. Helv. 55/2, 460–467.
- MEYER, H. (1909): *Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden*. – Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- MIDDLETON, G. V. (1967): *Experiments on density and turbidity currents. III: Deposition of sediments*. – Canad. J. Earth Sci. 4, 475–505.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. (1973): *Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition*. In: *Turbidites and deep-water sedimentation*. – Soc. econ. Paleont. Mineral, short Course Anaheim, 1–38.
- MILNES, A. G. (1974): *Structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis*. – Bull. geol. Soc. Amer. 85, 1727–1732.
- MILNES, A. G. & SCHMUTZ, H.-U. (1978): *Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) – a field study*. – Eclogae geol. Helv. 71/1, 19–33.
- MOUNTJOY, E. W., COOK, H. E., MCDANIEL, P. N. & PRAY, L. C. (1972): *Allochthonous carbonate debris flows – worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins*. – Int. geol. Congr., 24th Sess. Canada (Montreal) 1972, Sect. 6, 172–189.
- MUTTI, E. (1977): *Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (Southcentral Pyrenees, Spain)*. – Sedimentology 24, 107–131.
- (1979): *Turbidites et cônes sous-marins profonds*. In: HOMEWOOD, P. (Ed.): *Sédimentation détritique*. – 3^e Cycle Romand, Sci. terre, Univ. Fribourg, 353–419.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): *Le torbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. – Mem. Soc. geol. ital. 11, 161–199.
- (1975): *Turbidite facies and facies association*. In: MUTTI, E. et al.: *Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of northern Apennines*. – IXth int. Congr. Sedimentol. Nice 1975, field trip A 11, 21–36.
- NAGY, I. (1966): *Sur le rôle stratigraphique des genres Stomiosphaera et Cadosina dans le Jurassique supérieur de la Montagne Mecsek*. – Földt. Közl. 96/1.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. – Diss. Univ. Zürich.
- NELSON, C. H. & KULM, V. D. (1973): *Submarine fans and channels*. In: *Turbidites and deep-water sedimentation*. – Soc. econ. Paleont. Mineral, short Course Anaheim, 39–78.
- NIGGLI, E. (1953): In: CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. – Wepf, Basel.
- NIGGLI, P. (1919): *Petrographische Provinzen der Schweiz*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64, 179–212.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. & WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. – Beitr. Geol. Schweiz, geot. Ser. 14.
- NORMARK, W. R. (1970): *Growth pattern of deep-sea fans*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54, 2170–2195.
- (1978): *Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 80, 1859–1868.
- OBERHAUSER, R. (1980): *Das Unterengadiner Fenster*. In: Geol. Bundesanstalt Österreich (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs* (291–299). – Springer, Wien.
- OTT, W. F. (1969): *Zur Geologie des Sulzfluhkalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg*. – Diss. Tech. Hochsch. Darmstadt.

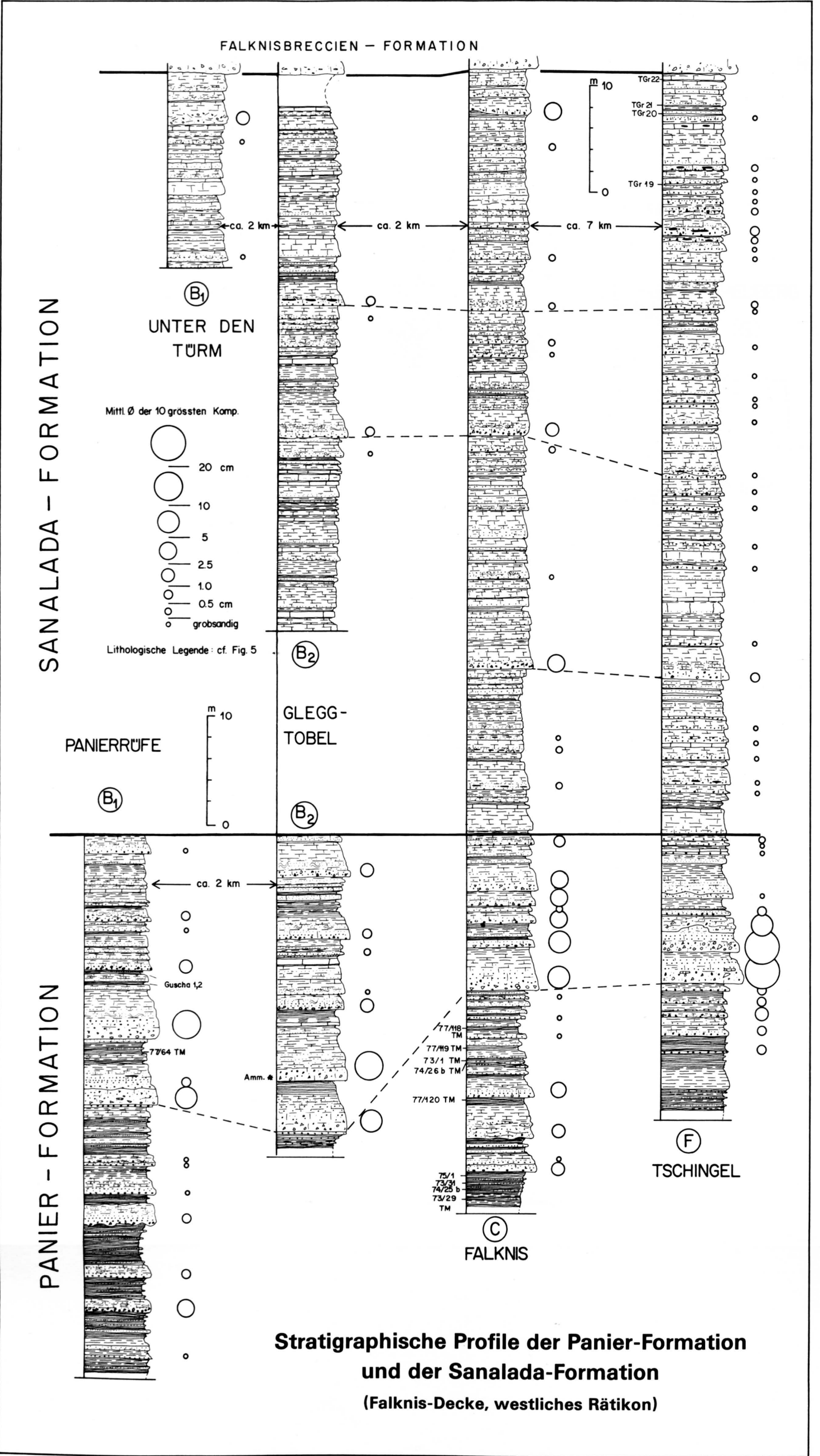
- PLAS, L. VAN DER (1959): *Petrology of the northern Adula region, Switzerland*. – Leidse geol. Meded. (D), 24/2, 418–598.
- PRICE, I. (1977): *Deposition and derivation of clastic carbonates on a Mesozoic continental margin, Othris, Greece*. – Sedimentology 24, 529–546.
- RAMALHO, M. M. (1971): *Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne*. – Mem. Serv. geol. Port. [n.s.] 19.
- REMANE, J. (1970): *Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs*. – Eclogae geol. Helv. 63/3, 658–740.
- RICCI LUCCHI, F. (1975): *Depositional cycles in two turbidity formations of Northern Apennines*. – J. sediment. Petrol. 45, 3–43.
- RICHTER, D. (1957): *Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu*. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 105, 285–372.
- RICHTER, M. (1956): *Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten*. – Z. dtsch. geol. Ges. 108, 156–174.
- RODINE, J. D. & JOHNSON, A. M. (1976): *The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow, on gentle slopes*. – Sedimentology 23, 213–234.
- ROESLI, F. (1944): *Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden*. – Eclogae geol. Helv. 37/2, 355–383.
- (1946): *Sedimentäre Zone von Samaden (Kt. Graubünden)*. – Eclogae geol. Helv. 38/2 (1945), 329–336.
- RUPKE, N.-A. (1977): *Growth of ancient deep-sea fan*. – J. Geol. 85, 725–744.
- SCHAETTI, H. (1951): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein*. 1. Teil: *Geologie des östlichen Gebietes*. – Selbstverlag hist. Ver. Fürstent. Liechtenstein.
- SCHARDT, H. (1893): *Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn)*. – Eclogae geol. Helv. 4, 129–142.
- SCHMID, F. (1965): *Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kanton Graubünden)*. – Diss. Univ. Zürich.
- SCHOLLE, P. A. (1971): *Sedimentology of fine-grained deep-water carbonate turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines*. – Bull. geol. Soc. Amer. 82, 629–658.
- SCHÜPBACH, M. A. (1973): *Comparison of slope basinal sediments of a margin cratonic basin (Pedregosa Basin, New Mexico) and a marginal geosynclinal basin (southern bord of Piemontais Geosyncline, Bernina Nappe, Switzerland)*. – Ph. D. Rice Univ., Houston/Texas.
- SEIDLITZ, W. VON (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon*. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 232–367.
- SEPTFONTAINE, M. (1974): *Présence de Protopenneroplis trochangulata sp. nov. (Foraminifère) dans le Crétacé inférieur du Jura méridional et révision de Protopenneroplis Weynschenk, 1950*. – Eclogae geol. Helv. 76/3, 605–628.
- SOMMERAUER, J. (1972): *Radiometrische und erzpetrographische Untersuchungen im Muskowit-Alkalifeldspat-Augengneis von Alp Taspegn, Kanton Graubünden*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 48.
- SPICHER, J. P. (1965): *Géologie des Préalpes médianes dans le massif des Bruns*. – Eclogae geol. Helv. 58/2, 591–742.
- STANLEY, D. J. & BERTRAND, J.-P. (1979): *Submarine slope, fan and trench sedimentation – new concepts and problem solving*. – Geology 7/1, 49–52.
- STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 60, 55–356.
- (1916): *Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 61/3, 324–405.
- (1917): *Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 46/3, 65–198.
- (1924): *Bau der Alpen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 52.
- (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, I. Teil*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 82, 1–140.
- (1948): *Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass und seine Beziehung zum Falknis- und Bernina-Raum*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 93.
- (1958): *Klippendecken und Zentralalpenbau*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 103.
- STAUB, R. & CADISCH, J. (1921): *Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters*. – Eclogae geol. Helv. 16/2, 224–285.
- STEINMANN, G. (1897): *Geologische Beobachtungen in den Alpen, Teil I*. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 10/2, 245.
- (1905): *Geologische Beobachtungen in den Alpen, Teil II*. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 15, 18–67.
- (1925): *Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?* – Geol. Rdsch. 16, 435–468.
- STÖCKLIN, J. (1949): *Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden)*. – Diss. Univ. Zürich.
- STOW, D. A. V. (1979): *Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin*. – Sedimentology 26/4, 371–387.
- STOW, D. A. V. & LOWELL, J. P. B. (1979): *Contourites: their recognition in modern and ancient sediments*. – Earth-Sci. Rev. 14, 251–291.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden)*. – Diss. Univ. Zürich.
- (1962): *Zur östlichen Heimattung der Klippendecken*. – Eclogae geol. Helv. 55/1, 77–134.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1976): *Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Andeer (1235)*. – Schweiz. geol. Komm.
- STROHBACH, H. E. (1965): *Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung*. – Diss. Univ. Zürich.

- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): *Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 151.
- SURLYK, F. (1978): *Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic–Cretaceous boundary, East Greenland)*. – Bull. Grönl. geol. Unders. 128.
- TARNUZZER, CH. (1894): *Ueber das krystallinische Konglomerat in der Falkniskette*. – Jber. natf. Ges. Graubünden [N.F.] 37, 48–78.
- (1898): *Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden–Parpan nebst Bemerkungen über das krystallinische Konglomerat in der Parpaner Schwarzhornkette*. – Jber. natf. Ges. Graubünden [N.F.] 41 (1897), 1–55.
- TERMIER, P. (1904): *Les nappes orientales et la synthèse des Alpes*. – Bull. Soc. géol. France (4), 3, 748.
- THEOBALD, G. (1864): *Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 2.
- THIELE, O. (1980): In: Geol. Bundesanstalt Österreich (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – Springer, Wien.
- THUM, I. (1969): *Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters*. – Mitt. geol. Ges. Wien 62, 55–77.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): *Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 144.
- TOLLMANN, A. (1965): *Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen*. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien), Sonderh. G, 103–133.
- (1978): *Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens*. – Mitt. österr. geol. Ges. 69 (1976), 291–351.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 46 /2.
- TRÜMPY, R. (1955): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. – Bull. Soc. géol. France (6), 5, 217–231.
- (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. – Bull. Soc. géol. France (6), 7, 443–461.
- (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps*. – Geol. en Mijnb. 20/10, 340–352.
- (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. – Bull. geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- (1969): *Aperçu général sur la géologie des Grisons*. – C. R. Soc. géol. France 1969/9, 330–364.
- (1971): *Stratigraphy in mountain belts*. – Quart. J. geol. Soc. London 126, 293–318.
- (1972): *Zur Geologie des Unterengadins*. In: *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizer Nationalpark*, Bd. XII (71–87). – Komm. Schweiz. natf. Ges. z. wiss. Erforschung des Nationalparks.
- (1975a): *Penninic–austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems*. – Amer. J. Sci. 275 A, 209–238.
- (1975b): *Age and location of Mesozoic scarps breccias in the Swiss Alps*. – IX^{me} Congr. int. Sédimentol., thème 4, 313–318.
- (1980): *Geology of Switzerland. Part A: An outline of the geology of Switzerland*. – Wepf, Basel.
- VAIL, C. P., MITCHUM, R. M. JR. & THOMPSON, S. III (1977): *Global cycles of relative changes of sea level, in seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 26, 83–97.
- WALKER, R. G. (1978): *Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for stratigraphic traps*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 62, 932–966.
- WEBER, K. (1972): *Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge*. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 141, 333–363.
- WEBER, W. (1966): *Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco*. – Diss. ETH Zürich.
- WEID, J. VON DER (1960): *Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson (Préalpes fribourgeoises)*. – Eclogae geol. Helv. 53/2, 521–624.
- WEIDMANN, M. (1972): *Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de St-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). Quelques remarques générales sur la nappe de la Brèche*. – Géol. alp. (Grenoble) 48 /2, 229–246.
- WEIDMANN, M. & ZANINETTI, L. (1974): *Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent-Blanche, Valais) – Description des Foraminifères triasiques*. – Eclogae geol. Helv. 67/3, 597–604.
- WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm*. – Diss. Univ. Zürich.
- WEISSERT, H. J. (1975): *Zur Geologie der Casanna bei Klosters*. – Eclogae geol. Helv. 68/1, 222–229.
- (1979): *Die Paläoozeanographie der südwestlichen Tethys in der Unterkreide*. – Diss. ETH Zürich.
- WENK, E. (1962): *Einige Besonderheiten des unterostalpinen Kristallins im Unterengadin*. – Eclogae geol. Helv. 55/2, 457–460.
- WENK, H. R. (1974): *Two episodes of highgrade metamorphism in the northern Bergell Alps*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 555–565.
- WILHELM, O. (1933): *Geologie der Landschaft Schams (Graubünden)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 64.
- ZIEGLER, W. (1956): *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*. – Eclogae geol. Helv. 49/1, 1–78.
- ZURFLÜH, E. (1961): *Zur Geologie des Monte Spluga*. – Diss. Univ. Zürich.
- ZYNDEL, F. (1912): *Über den Gebirgsbau Mittelbündens*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 41.

Geologische Karten

- ALLEMANN, F., BLASER, R. & SCHAETTI, H. (1953): *Geologische Karte 1:25 000 Fürstentum Liechtenstein*. – Herausg. Regierung Fürstent. Liechtenstein.
- BOESCH, H. et al. (1948): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Nr. 424 (20) Zerneß*. – Schweiz. geol. Kommission.
- CADISCH, J. (1922): *Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, Spez.-Karte 94A: Arosa*. – Schweiz. geol. Kommission.
- CADISCH, J. & LEUPOLD, W. (1929): *Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, Spez.-Karte 94B: Davos*. – Schweiz. geol. Kommission.
- CADISCH, J. et al. (1963): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Nr. 44: Scuol/Schuls-Tarasp*. – Schweiz. geol. Kommission.
- CORNELIUS, H. P. (1932): *Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, Ost- und Westblatt, 1:25 000. Spez.-Karte 115A und 115B*. – Schweiz. geol. Kommission.
- HÄFNER, W. (1926): *Geologische Karte des südöstlichen Rätikon, 1:25 000, Spez.-Karte 111*. – Schweiz. geol. Kommission.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): *Geologische Karte des Rätikon, 1:25 000*. – Geol. Bundesanst. Wien.
- KRUYSSSE, H. A. C. (1967): *Tektonische Karte der südlichen Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein, 1:25 000 (Taf. I)**.
- NÄNNY, P. (1948): *Geologische Übersichtskarte der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur, 1:100 000 (Taf. II)**.
- SCHMID, F. (1965): *Tektonische Karte der Umgebung von Tiefencastel, 1:50 000 (Taf. II)**.
- SPAENHAUER, F. et al. (1940): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Nr. 420 (14): Ardez*. – Schweiz. geol. Kommission.
- SPICHER, A. (1980): *Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (2. Aufl.)*. – Schweiz. geol. Kommission.
- STAUB, R. (1926): *Geologische Karte des Avers, 1:50 000, Spez.-Karte 97*. – Schweiz. geol. Kommission.
- (1958): *Tektonische Karte der Schamser Decken und ihrer Umgebung, 1:50 000 (Taf. I)**.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1971): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Nr. 56: Andeer*. – Schweiz. geol. Kommission.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Karte des Falknis, 1:25 000, Spez.-Karte 79*. – Schweiz. geol. Kommission.
- WILHELM, O. (1929): *Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50 000, Spez.-Karte 114A*. – Schweiz. geol. Kommission.
- ZIEGLER, W. H. (1956): *Tektonische Karte des NW Oberhalbsteins, 1:75 000 (Taf. I)**.

* Siehe die im vorstehenden Literaturverzeichnis angegebene Publikation.



TASNA-DECKE

