

Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie

Von GEORG WYSSLING*)

Mit 50 Abbildungen, 1 Tabelle und 8 Tafeln

Österreich
Deutschland
Vorarlberg
Allgäu
Helvetikum
Unterkreide
Stratigraphie
Sedimentologie
Faziesanalysen
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 111, 112, 113

Inhalt

Zusammenfassung	162
Summary	163
1. Einleitung	163
1.1. Geologisch-tektonischer Überblick	163
1.2. Historisches	164
1.3. Problemstellung	166
2. Tektonischer Überblick	166
2.1. Einleitung	166
2.2. Hohenemser Decke	166
2.3. Vorarlberger Säntis-Decke	167
2.4. Grünten-Teildecke	167
3. Palinspastische Abwicklung	167
3.1. Einleitende Bemerkungen	167
3.2. Bemerkungen zur Abwicklung der einzelnen Decken	167
3.3. Paläogeographische Rekonstruktion des Vorarlberger/Allgäuer Helvetikums	169
3.4. Vergleich mit der palinspastischen Abwicklung des Helvetikums der Ostschweiz	169
4. Stratigraphie und Fazies	170
4.1. Einleitung und Überblick	170
4.2. Palfris-Formation	170
4.2.1. Einleitung	170
4.2.2. Definition der Palfris-Formation für Vorarlberg und Allgäu	170
4.2.3. Fossilinhalt und Alter	172
4.2.4. Fazies und Ablagerungsmilieu	174
4.3. Oerfla-Formation	176
4.3.1. Definition und Typusprofil	176
4.3.2. Fossilinhalt und Alter	178
4.3.3. Faziestypen und deren Interpretation	178
4.4. Betlis-Formation	190
4.4.1. Gliederung der Formation	190
4.4.2. Hemipelagischer Kalk mit Resedimenten (Äquivalent des Sichel-Kalkes)	190
4.4.2.1. Lithologie	190
4.4.2.2. Alter	190
4.4.2.3. Fazies und Milieuinterpretation	190
4.4.3. Spitzern-Schichten	190
4.4.3.1. Definition	190
4.4.3.2. Äquivalente der Spitzern-Schichten in Vorarlberg	191
4.4.3.3. Fazies und Milieuinterpretation	191
4.4.4. Betlis-Kalk	191
4.4.4.1. Definition und Typusprofil	191
4.4.4.2. Verbreitung und Ausbildung des Betlis-Kalkes in Vorarlberg und im Allgäu	191
4.4.4.3. Fossilinhalt und Alter	191
4.4.4.4. Fazies und Interpretation des Ablagerungsmilieus	192

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. GEORG WYSSLING, Schönenbergstraße 36, CH-8820 Wädenswil.

4.4.5. Pygurus-Schichten	192
4.4.5.1. Definition	192
4.4.5.2. Verbreitung der Pygurus-Schichten in Vorarlberg	192
4.4.5.3. Fazies und Ablagerungsmilieu	192
4.5. Helvetische Kieselkalk-Formation	192
4.5.1. Definition der Formation	192
4.5.1.1. Definition und Typusprofil in der Schweiz	192
4.5.1.2. Gliederung der Helvetischen Kieselkalk-Formation in Vorarlberg und im Allgäu	194
4.5.2. Gemsmättli-Schicht	194
4.5.2.1. Definition und Typusprofil am Pilatus (Zentralschweiz)	194
4.5.2.2. Die Gemsmättli-Schicht in Vorarlberg	194
4.5.2.3. Fossilinhalt	196
4.5.2.4. Alter	198
4.5.2.5. Fazies	200
4.5.2.6. Ablagerungsmilieu der Gemsmättli-Schicht	202
4.5.3. Vorarlberger Diphyoides-Kalk	203
4.5.3.1. Historisches und Problematik der lithostratigraphischen Zuordnung	203
4.5.3.2. Definition des Vorarlberger Diphyoides-Kalkes	203
4.5.3.3. Fossilinhalt und Alter	206
4.5.3.4. Fazies	207
4.5.3.5. Interpretation des Ablagerungsmilieus	207
4.5.4. Kieselkalk	207
4.5.4.1. Definition des Kieselkalkes in Vorarlberg und im Allgäu	207
4.5.4.2. Fossilinhalt und Alter	209
4.5.4.3. Fazies und Ablagerungsmilieu	209
4.6. Die Altmann-Schichten (basales Member der Drusberg-Formation)	212
4.6.1. Definition und Typlokalität in der Ostschweiz	212
4.6.2. Ausbildung und Verbreitung der Altmann-Schichten in Vorarlberg und im Allgäu	212
4.6.3. Fossilinhalt und Alter	214
4.6.4. Fazies und Ablagerungsmilieu	214
4.7. Plattformäquivalente der Altmann-Schichten	215
4.7.1. Definition	215
4.7.2. Fossilinhalt und Alter	217
4.7.3. Fazies und Ablagerungsmilieu	217
5. Regionale Faziesentwicklung	218
5.1. Hohenems – Klien (Hohenemser Decke)	218
5.2. Breiterberg	221
5.3. Götznergewölbe (Kummaberg – Staufenspitz)	222
5.4. Klausberg – Melisberg	222
5.5. Die „Kieselkalk-Glatze“	228
5.6. Winterstauden-Gebiet	230
5.7. Mellental – Schnepfau – Hirschberg – Sevissschrofen	234
5.8. Aufschlußbereiche südlich der Kanisfluh	234
6. Paläogeographische Entwicklung des östlichen helvetischen Schelfes während der Unterkreide	236
6.1. Berriasian	236
6.2. Valanginian	240
6.3. Hauterivian	240
6.4. Unter-Barrémian	240
7. Vergleich der helvetischen Unterkreide von Vorarlberg mit jener der Ostschweiz	243
Verzeichnis der in dieser Arbeit zitierten Detailprofile	244
Dank	245
Literatur	245

Zusammenfassung

Die zeitliche, räumliche und fazielle Entwicklung des osthelvetischen Schelfes in Vorarlberg während der älteren Unterkreide wird beschrieben und diskutiert. Eine palinopastische Abwicklung der Vorarlberger Säntis-Decke und der tiefer liegenden, nördlicheren Hohenemser Decke bildet die Grundlage der paläogeographischen Rekonstruktion.

Die Sedimentabfolge der älteren Kreide läßt sich zeitlich in vier markante Abschnitte gliedern:

1. Im Berriasian progradiert eine vorwiegend oolithische Karbonatplattform (Oerfla-Formation) auf dem helvetischen Schelf gegen Süden. In den nördlichen Ablagerungsbereichen belegen Paläokarst-Horizonte und Brackwasser-Ablagerungen den Küstenbereich. Die innere Plattform wird durch Ost-West streichende Lagunen mit Kalkalgen und siliziklastischen Feinsand-Einschaltungen sowie Oolithen charakterisiert. Der mit Einbuchtungen stark konturierte Plattformrand zeigt kreuzgeschichtete Oolithabfolgen, welche sich mit bioklastischen Tempestitabfolgen verzahnen. Ebbdominierte Gezeitenströmungen führten zur Bildung von Sandwellenkomplexen und eines Gezeitendeltas. Der äußere Plattformrand und der Plattformabhang sind durch bio-

klastisch-oolithische Resedimente gekennzeichnet, die sich mit den gegen den äußeren Schelf hin zunehmend toniger werdenden Schiefermergeln (Palfris-Formation) verfangern. Durch einen relativen Meeresspiegelanstieg im jüngsten Berriasian wird die Progradation dieser Plattform gestoppt. Kompaktions-Unterschiede zwischen den oolithischen Karbonatsanden der Plattform und den Mergeln des Plattformabhanges führten zur Versteilung des Plattformabhanges und lösten damit Resediment-Schüttungen aus.

Im ältesten Valanginian wurden aus den nordwestlichen Ablagerungsbereichen bioklastische Resedimente (Bellis-Kalk) geschüttet. Aus dem Osten (Böhmisches Massiv) wurden mit Bodenströmungen siliziklastische Grobsande plutonischen Ursprungs (Pygurus-Schichten) umgelagert und durch die küstenparallel verlaufenden Muldenzonen, die im jüngeren Berriasian als Lagunen die Meeresboden-Topographie bestimmten, kanalisiert und über die absinkende Plattform verteilt.

2. Mit dem global ansteigenden Meeresspiegel setzt im älteren Valanginian (pertransiens-Zone) regional die Kondensation der Gemsmättli-Schicht ein, die in den nördlichen und mittleren Ablagerungsbereichen über 5 Ammoni-

ten-Zonen hinweg bis ins ältere Hauterivian (radiatus-Zone) fort-dauert. Im südlichen Ablagerungsbereich werden ab jüngstem Valanginian aptychenreiche, hemipelagische Kalke (Vorarlberger Diphyoides-Kalk) abgelagert.

3. Im älteren Hauterivian wird der osthelvetische Ablagerungsraum durch eine ENE–WSW streichende Hangstufe („Kieselkalk-Glatze“), in welcher keine Sedimente zur Ablagerung kamen, gegliedert. An der Wende Unter-/Ober-Hauterivian wurden in einer regressiven Phase die grobsandigen, siliziklastischen Pygurus-Sande aufgearbeitet und unter Gezeitenwirkungen in den nördlichen Bereichen, sowie im Bereich des Hangfußes, abgelagert. Während im Norden bereits im jüngeren Hauterivian Kondensation einsetzt, dauert in den südlichen Bereichen die Sedimentation kieseligere Sandkalke und Spiculite an.
4. Im frühen Barremian entwickelte sich auf dem nordöstlichen, helvetischen Schelf erneut eine karbonatische Plattform mit oolithischen Barrenkomplexen. In den mittleren und südlichen Ablagerungsbereichen wurden in flachen Muldenzonen feinkörnige Resedimente (Altmann-Schichten) aufgefangen.

Mächtige Ablagerungen von umgelagerten, inneren Plattformsedimenten (Milioliden-führende Oolithe), welche in die Bereiche des äußeren Schelfes glitten und dort synsedimentär verfallt wurden, beschränken sich auf das Winterstauden-Gebiet. Im äußeren Schelf lag in den steileren Hangpartien und „Hochzonen“ Kondensation vor. Im jüngsten Unter-Barremian setzte im ganzen osthelvetischen Schelf transgressiv die Sedimentation der Schiefermergel der Drusberg-Schichten ein.

Summary

This work discusses the development of the Eastern Helvetic shelf, Vorarlberg, Austria, during the Early Cretaceous. Palaeogeographic environments are interpreted from facies analyses and from a palinospastic reconstruction for the Vorarlberg Säntis nappe and the lower Hohenemser nappe.

The Early Cretaceous sediment record indicates four different environmental scenarios:

1. During Berriasian, a platform of oolitic sediments (Oerfla-formation) prograded southward across the Helvetic shelf. In the northern area, palaeokarst features and brackish-water sediments indicate coastal environments. The internal platform was characterised by east–west aligned lagoons containing algal deposits, siliclastic sands and oolitic bars. On the outer platform, sandwaves and a tidal delta were built mainly by ebb-tide currents. The platform edge comprises cross-stratified oolites interfingering with bioclastic tempestite sequences. The upper platform slope is typified by redeposited oolitic and bioclastic sediments. Those sediments give way to shales (Palfris-formation) on the lower platform slope.

Progradation of the platform ceased with a sea-level rise in the Late Berriasian. Steepening of the platform slope was caused by differential compaction of early-cemented oolitic platform sands and slope shales. That steepening caused resedimentation by mass flow.

During the Early Valanginian, bioclastic debris was deposited on the northwestern shelf areas (Betlis-Kalk). Coarse siliclastic sand forming the Pygurus-Schichten was derived from a plutonic source (Bohemian Massif) and transported from east to west along the drowned lagoons of the Late Berriasian platform by bottom currents.

2. With the global sea-level rise in the Early Valanginian (pertransiens-zone) an ammonite-rich hardground developed in the northern shelf areas and persisted through five ammonites-zones to the Early Hauterivian (radiatus-zone). In the Late Valanginian, sedimentation of hemipelagic limestone, rich in aptychi, began on the southern shelf areas (Vorarlberger Diphyoides-Kalk).
3. During the Hauterivian, the East Helvetic shelf was divided by an east–west trending slope. Sediments now represented by siliceous limestones and spiculites were deposited in the southern part of that slope. In the northern part some of the Pygurus-Schichten sands were reworked by tidal currents during a regressive phase. No sedimentation occurred on the slope. Some sand deposits, however, accumulated at the foot of the slope. During the Late Hauterivian, a

hardground developed in the northern area and sediment accumulation continued in the south.

4. In the Early Barremian, a new carbonate platform with oolitic bars formed in the northeastern shelf surface. At that time the outer shelf area comprised hardgrounds and resedimented deposits. A huge deposit of reworked internal platform sediments, which slumped onto the outer shelf, has been recognised in the Winterstauden area. During a transgression in the Late Barremian the Drusberg shales were deposited across the whole Helvetic shelf.

1. Einleitung

1.1. Geologisch-tektonischer Überblick

Das Helvetikum in Vorarlberg und im Allgäu bildet die östliche Fortsetzung des Helvetikums der Ostschweiz. Längs der Rheintal-depression werden die SW–NE-streichenden, helvetischen Kreideketten des Hohen Kastens-Gewölbes der Säntis-Decke an Brüchen ins Rheintal heruntergestaffelt. Östlich des Rheintales, im axial tieferliegenden Vorarlberg, steigen die Kreideketten erneut steil gegen NE an; sie kulminieren im nördlichen Bregenzerwald im Winterstauden-Gewölbe und weiter südlich, im mittleren Bregenzerwald, im Juragewölbe der Kanisfluh. Dieser markante Juraaufbruch wird östlich von Au an der sinistralen Ostergunten-Störung (OBERHAUSER, 1951) abgeschnitten und setzt sich unter den älteren Unterkreide-Sedimenten gegen den Hohen Ifen fort.

Die Mulde von Amden-Wildhaus, welche die Säntis-Gewölbe von der südlich folgenden Churfürsten-Gruppe trennt, findet ihre östliche, aber viel schmalere Fortsetzung in der Synklinalzone von Fraxern-Bizau. Damit lassen sich die nördlichen Vorarlberger Kreideketten mit den Säntis-Gewölben, die südlichen mit der Churfürsten-Alvier Gruppe parallelisieren. Im Gegensatz zur Säntis-Churfürsten-Decke der Ostschweiz, die nur aus Kreide und Alttertiär aufgebaut ist, kann für die E–W streichenden Kreideketten in Vorarlberg ein Jura-Kern angenommen werden, da im nördlichsten Klausberg-Winterstauden Gewölbe bei Stollenbauten Zementsteinschichten durchfahren wurden (OBERHAUSER, 1980). Während es in der Ostschweiz zu einer tiefgreifenden Deckentrennung zwischen dem Jura (Axen-Gonzen-Decke) und der abgesicherten Kreide (Säntis-Decke) kam, liegt in der Vorarlberger Säntis-Decke nur eine vergleichsweise bescheidene Relativbewegung zwischen Jura und Kreide vor.

Unter der Vorarlberger Säntis-Decke folgt in Vorarlberg und im Allgäu die paläogeographisch nördlichere Hohenemser Decke (WYSSLING, 1984), die ein östliches Analogon der Mürtchen-Decke darstellt. Mit einer durchgehenden Kreideabfolge tritt die Hohenemser Decke nur zwischen Hohenems und Klien an die Oberfläche; sie wird tektonisch von der Nummulitenkalk-führenden Rütli-Haslachzone (OBERHAUSER, 1980) überlagert und gegen die Vorarlberger Säntis-Decke abgetrennt. Eine durchgehende Schichtfolge (Jura bis Tertiär) der Hohenemser Decke wurde westlich des Illertales in den Bohrungen Maderhalm 1 und Kierwang 1 im tiefen Untergrund erbohrt (BACHMANN et al., 1978; MÜLLER, 1984; WYSSLING, 1984).

Gegen Süden taucht das Vorarlberger Helvetikum, überdeckt von der Südhelvetischen Schuppenzone (OBERHAUSER, 1956) unter die höheren tektonischen

Einheiten des „Wildflysches“ (Feuerstätter-Decke) und des Rhenodanubischen Flyschs ab.

Gegen Osten wird das axial absinkende Helvetikum halbfensterartig von den penninischen Flysch-Decken umhüllt. Im Illertal taucht es erneut aus den Flyschmassen auf (SCHWERD et al., 1983). Östlich des Grünen ist das Helvetikum an der Oberfläche auf einen schmalen, lückenhaft aufgeschlossenen, dem Alpenrand parallel verlaufenden Streifen beschränkt.

Gegen Norden grenzt das Vorarlberger Helvetikum an die steilstehende Subalpine Molasse. Während nordöstlich von Dornbirn, in der Maltach-Mulde, ein normalstratigraphischer Kontakt zwischen dem Alttertiär des Helvetikums (Frontale Schuppen der Hohenemser Decke) und den Deutenhausener Schichten (Untere Meeresmolasse) vermutet wird (RESCH, 1974), wird gegen Osten der Südrand der subalpinen Faltenmolasse an der Oberfläche zunehmend von höheren tektonischen Einheiten überschoben (Abb. 1).

1.2. Historisches

Hier wird nur ein kurzer Rückblick auf die Erforschungsgeschichte der älteren, helvetischen Unterkreide von Vorarlberg gegeben. Für die früheren Arbeiten sei auf HEIM & BAUMBERGER (1933) verwiesen, wo die vorangehende Literatur eingehend kommentiert wird. Die in Vorarlberg von den verschiedenen Autoren verwendeten Nomenklaturen und Alterszuordnungen der helvetischen Gesteinsabfolge der älteren Unterkreide sind unter Angabe des jeweiligen Arbeitsgebietes schematisch in Tabelle 1 zusammengestellt.

Die erste grundlegende Arbeit über die helvetische Unterkreide Vorarlbergs stammt von VACEK (1878), der als erster die regionale Faziesveränderung quer zum Streichen der Falten bemerkte. MEESMANN (1925) erkannte die Analogie der Tektonik und Stratigraphie der helvetischen Kreidketten beidseits des Rheintales, und deutet das später von HEIM & BAUMBERGER (1933) nie ganz verstandene invers liegende Emsergewölbe

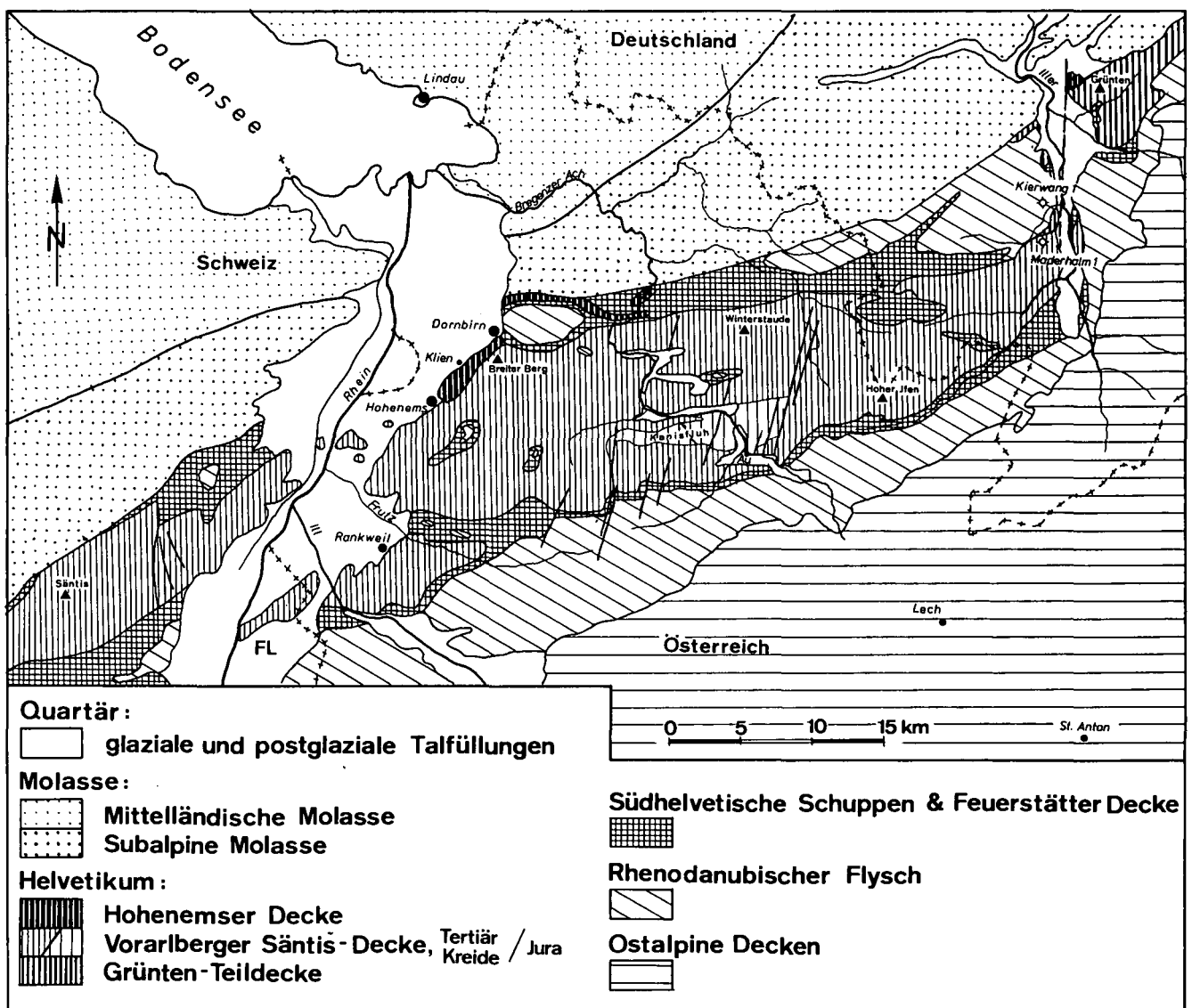


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte der helvetischen Zone in Vorarlberg und im Allgäu.

Tabelle 1: Zusammenstellung der bisherigen litho- und biostratigraphischen Gliederungen der älteren Unterkreide des Helvetikums in Vorarlberg.

Valendis (= Valanginian s.l.)				Hauterivian	Autor	Arbeitsgebiet	
Berriasian	Valanginian s. str.		Unter- Ober-				
Neocomien A. d' Orb.					1853 A. ESCHER	Vorarlberg	
Rosfeldschichten	Valanginien (Didayi-Schichten)				1861 FREIHERR VON RICHTHOFEN	Vorarlberg	
- Berriasschichten (Mergelschiefer) Unter Urgon				Kieselkalk	1879 VACEK	Vorarlberg	
Mergelgruppe (Valanginien s.l.)				Kieselkalk	1905 BLUMER	Ost - Säntis	
Berriasschichten	Valanginienmergel (Mergelschiefer)			Hauterivien	1911 MYLIUS	Vorarlberg	
Valendis-Schichten				Kieselkalkgruppe	1914 MERHART	Vorarlberg	
Valangienmergel	Valangienkalk			Hauterivien	1924 VAN THIEL	Klausberg	
Valangienmergel	Valangienkalk			Hauterivien	1925 STRAETER	Winterstaude	
	Unterer Valangien-kalk	Valangienmergel	Oberer Valangien-kalk	Gemsmättli-Schichten	Kieselkalk	1925 MEESMANN	Ost Säntis West Vorarlberg
↑	Öhrlimergel	Öhrlkalk	Valangienmergel	Valangienkalk	Gemsmättli-Schichten	1926 SCHAAD	SE Vorarlberg
	Palfrisschiefermergel			Diphyoideskalk			
	Valangienmergel			Valangienkalk Diphyoideskalk	Kieselkalk	1926 SAX	Mellental
	Mergelgruppe Öhrlimergel	Oolithkalkgruppe		Gemsmättli-Schichten	Kieselkalk	1933 HEIM & BAUMBERGER	Vorarlberg
	Öhrlkalk	Valangienmergel	Betliskalk	Diphyoideskalk			
Zementstein-schichten	Öhrlimergel	Öhrlkalk	Valangienmergel	Betliskalk	Gemsmättli-Schichten	1951/56 OBERHAUSER	Kanisfluh
				Diphyoideskalk			
	Valendismergel	Oolithkalk			Kieselkalk	1965 ALEXANDER et al.	Winterstaude
	Öhrlimergel	Öhrlkalk	Valendismergel	Betliskalk	Gemsmättli-Schichten	1969 RICHTER	Vorarlberg / Allgäu
				Diphyoideskalk			
	Valendismergel (Öhrlischichten)	Oolithkalk			Kieselkalk	1974 ZACHER	Vorarlberg / Allgäu
			Diphyoideskalk				
	Palfris-Schichten (Öhrlischichten)			Mildguntens-Schicht	Diphyoideskalk	1979 FELBER & WYSSLING	südl. Kanisfluh
	Valangienmergel	Oolithkalkgruppe		Gemsmättli-Schichten	Kieselkalk	1980 OBERHAUSER	Vorarlberg / Allgäu
		Öhrlkalk	Valangienmergel	Betliskalk			
	Palfris-Schiefer			Diphyoideskalk			
	Örfla-Formation	Betlis-Formation	Gemsmättli-Schichten		Kieselkalk	1985 diese Arbeit WYSSLING	Vorarlberg / Allgäu
	Palfris-Formation		Hiatus	Diphyoideskalk	Kieselkalk		

richtig. Nach seiner Dissertation (1925) zwischen dem Hohen Freschen und Feldkirch beschreibt SCHAAD in zwei für uns wertvollen Arbeiten die jurassische Kanisfluh (1926a) und die Valanginian/Hauterivian Stratigraphie um die Kanisfluh (1926b) und stellt fest, daß in SE-Vorarlberg die helvetische und ultrahelvetische Fazies zu einer „osthelvetischen“ Fazies werden. Mit SCHAAD (1926) und SAX (1925) wird die von Arn. HEIM (1916) in den Churfürsten und in der Mattstock-Gruppe verwendete stratigraphische Nomenklatur im Vorarlberger Helvetikum eingeführt.

In der Arbeit von HEIM & BAUMBERGER (1933), in der die zahlreichen Fossilauflösungen von S. FUSSENEGER, des Begründers der Vorarlberger Naturschau, ausgewertet wurden, liegt eine grundlegende Arbeit für das Vorarlberger Helvetikum vor. HEIM verwendete die klassische Helvetikum-Nomenklatur der Ostschweiz (Arn. HEIM, 1916). Er führte aber, da er diese gegen NE in

Vorarlberg nicht mehr anwenden konnte, für die bioklastischen Oolithe den Begriff Oolithkalk ein. Östlich Schwarzenberg, dort wo die Bregenzer Ache das nördliche Klausberg-Winterstauden-Gewölbe durchbricht, gelang es HEIM nicht mehr, den Oolithkalk vom Betlis-Kalk zu unterscheiden, und er faßte die bioklastischen Oolithe in der Oolithkalkgruppe (p. 179) zusammen. Damit war die Konfiguration für ein nomenklatorisches Chaos geschaffen (vgl. Kap. 4.1.).

OBERHAUSER (1951) kartierte das Gebiet zwischen der Kanisfluh und Hohem Ifen und erkannte die sinistrale Blattverschiebung (Osterguntens-Störung), welche die östliche Fortsetzung des gegen Osten abtauchenden Malms der Mittagsfluh abschneidet. In der stratigraphischen Nomenklatur folgt OBERHAUSER, HEIM & BAUMBERGER (1933), stellt aber den Öhrl-Kalk ins untere Valanginian.

In neuerer Zeit konnten im Vorarlberger Helvetikum die Schichtstöße der Unterkreide mit Hilfe der Mikropaläontologie besser eingestuft werden (BETTENSTAEDT, 1985; OBERHAUSER, 1958, 1963; FUCHS, 1971; BOSSE, 1977).

In der Arbeit von ALEXANDER et al. (1964) liegt eine Zusammenfassung mehrerer unpublizierter Diplomarbeiten der TH München vor. Aufgrund der Mächtigkeitzunahme des Oolithkalkes, der Beobachtungen von siliziklastischen Einschaltungen im Oolithkalk am Melisberg (SIGEL, 1963) sowie dem Fehlen des Kieselkalkes wird ein Hauterivian-Alter für den Oolithkalk angenommen. In einigen dieser unpublizierten Münchner Diplomarbeiten sind wertvolle, von BETTENSTAEDT bestimmte Fossilisten enthalten. ZACHER (1973) faßt die Befunde aller dieser Diplomarbeiten summarisch zusammen und widmet das Hauptaugenmerk seiner Arbeit der faziellen Entwicklung des Schrattekalkes. Im Geologischen Kartenblatt Oberstorf 1 : 100.000 wurden die unpublizierten geologischen Diplomkartierungen von ZACHER kompiliert.

Das südlichste Helvetikum im hinteren Bregenzerwald wurde von FELBER & WYSSLING (1979) lithologisch und biostratigraphisch neu gegliedert und mikrofaziell untersucht. Der bathyale Diphyoides-Kalk, der bis anhin ins Ober-Valanginian gestellt worden war, konnte dank einer Fauna von heteromorphen Ammoniten dem Unter-Hauterivian zugeordnet werden. In „Der Geologische Aufbau Österreichs“ (Red. OBERHAUSER, 1980) wird ein zusammenfassender Überblick über den geologischen und tektonischen Aufbau sowie über die Stratigraphie des Helvetikum im westlichen Vorarlberg gegeben. Die lithostratigraphische Nomenklatur stützt sich auf HEIM & BAUMBERGER (1933) und OBERHAUSER (1951), wobei die Öhrlimergel durch den Begriff Valanginianmergel ersetzt werden. Das geologische Kartenblatt Dornbirn Süd, 1 : 25.000 (OBERHAUSER, 1982) zeigt deutlich die Komplexität der verschuppten oberkretazischen und alttertiären Serien. Diese Karte bildet bei der Suche nach Unterkreide-Aufschlüssen sowie bei den geologischen Profilkonstruktionen eine entscheidende Grundlage.

1.3. Problemstellung

Wie aus dem historischen Rückblick hervorgeht (vgl. Tab. 1), waren die faziellen und zeitlichen Zusammenhänge der Sedimente der älteren Unterkreide noch unklar.

Ziel dieser Arbeit soll es daher sein:

- Die Sedimente der älteren Unterkreide (Berriasian bis Unter-Barremian) lithostratigraphisch zu gliedern und mit Hilfe von Fossilien (Ammoniten, Foraminiferen und Algen) biostratigraphisch einzustufen.
- Ausgehend von regionalen Betrachtungen, detaillierten Profilaufnahmen, ergänzt durch Dünnschliff-Untersuchungen soll die fazielle Entwicklung und Paläogeographie des östlichen Helvetischen Schelfes während der älteren Unterkreide geklärt werden.

2. Tektonischer Überblick

2.1. Einleitung

Als Grundlage für die palinspastische Abwicklung habe ich geologische N-S-Profile 1 : 25.000 durch das

Helvetikum von Vorarlberg und Allgäu gezeichnet. Diesen Profilen liegen, neben zahlreichen eigenen Beobachtungen folgende Arbeiten zugrunde: ALEXANDER et al. (1978), FELBER & WYSSLING (1979), HANTKE (1983), HEIM & BAUMBERGER (1933), MEESMANN (1925), MÜLLER (1984), OBERHAUSER (1951, 1979, 1980, 1982 K), SAX (1925), SCHAAD (1925, 1926a), SCHWERD (1983 K), ZACHER (1927 K).

Die geologischen Querprofile (WYSSLING, 1984, Taf. 1) geben einen Überblick über den Faltungsstil und den tektonischen Aufbau des Helvetikums in Vorarlberg und im Allgäu. Deutlich erkennt man zwei übereinander liegende Decken: die höhere Vorarlberger Säntis-Decke und die tiefere, paläogeographisch nördlichere Hohenemser Decke.

2.2. Hohenemser Decke

Die nachfolgend beschriebenen Beobachtungen haben mich veranlaßt, eine unter der Vorarlberger Säntis-Decke liegende, paläogeographisch nördlichere Decke – die Hohenemser Decke – zu postulieren. Ich benenne sie nach Hohenems, wo sie zwischen Hohenems und Klien mit einer durchgehenden Kreideabfolge an die Oberfläche tritt.

Ein Vergleich der Kreideabfolgen am Breiterberg (SE von Dornbirn) mit derjenigen von Klien/Hohenems, die heute weniger als 1 km voneinander entfernt liegen, zeigt einen markanten Faziesunterschied. Die beiden Kreideabfolgen von Klien/Hohenems und Breiterberg werden tektonisch durch die Rütli-Haslachzone (OBERHAUSER, 1980), welche Linsen von Nummulitenkalken südhelvetischer Affinität enthält, voneinander getrennt. Ein ähnlicher Fazieswechsel, wie wir ihn hier zwischen Klien/Hohenems und Breiterberg in der tieferen Unterkreide beobachten können, vollzieht sich nach BURGER (mündl. Mitt.) in der Ostschweiz innerhalb mehrerer Kilometer. Die lithologische Abfolge von Klien läßt sich faziell mit Abfolgen in der Mürtchen-Decke und mit jenen am Säntis-Nordfuß vergleichen.

Die Bohrungen Kierwang 1 und Maderhalm 1 (BACHMANN et al., 1978; MÜLLER, 1984) bei Fischen im Illertal durchfuhren im Untergrund mehrere helvetische Schuppen und wurden im allochthonen Malm bzw. Dogger eingestellt. Das von BETTENSTAEDT entworfene und in BACHMANN et al. (1978) abgebildete Profil (Bild 3) habe ich unter Verwendung zusätzlicher Angaben der PREUSSAG (unpubl. Schichtverzeichnis der Bohrungen Kierwang 1 und Maderhalm 1) tektonisch neu interpretiert und in Profil 7 (WYSSLING, 1984, Tafel I) dargestellt. Anstelle des einfachen Schuppenbaues, der diskordant vom Ultrahelvetikum abgeschnitten wird (vgl. BACHMANN et al., 1978, Bild 3), wurde ein „helvetischer“ Deckenbau angenommen. Die fazielle Ausbildung der älteren Unterkreide in den Bohrungen weist große Affinitäten zu Klien/Hohenems auf.

Aus seismischen Profilen durch Vorarlberg und das Allgäu (BACHMANN et al., 1978; BACHMANN & MÜLLER, 1981; BETZ & WENDT, 1983; MÜLLER, 1984) ist der Verlauf der helvetischen Hauptüberschiebung auf die Molasse bekannt. Bei der Profilkonstruktion (Tafel I, Profile 1 bis 7) habe ich die helvetische Hauptüberschiebung gemäß diesen seismischen Ergebnissen gezeichnet. Nach der geologischen Konstruktion der bekannten Oberflächengeologie, d. h. der Vorarlberger Säntis-Decke, die vermutlich in den Aalenian-Schiefen abgeschert

ist, verbleibt zwischen der Säntis-Überschiebung und der Helvetischen Basis-Überschiebung ein 1500 bis 3000 m dicker Raum, der logischerweise der Hohenemser-Decke entspricht. Aus volumetrischen Gründen ist man gezwungen, Faltenbau in der Hohenemser Decke anzunehmen; die auf Tafel I (WYSSLING, 1984) dargestellten Falten sind in Bezug auf Form und Anzahl selbstverständlich spekulativ. Die südliche Begrenzung der Hohenemser Decke ist durch die nach Süden abtauchende Vorarlberger Säntis-Decke gegeben. An der Oberfläche ist eine durchgehende Kreideabfolge der Hohenemser Decke nur von Klien und Hohenems bekannt. In den Bohrungen Maderhalm 1 und Kierwang 1 wurde im tieferen Untergrund auch der Jura-Anteil dieser Decke erbohrt.

Jüngste seismische Untersuchungen der ÖMV (mündl. Mitt. Dr. WESSELY, Wien) zeigen nun tatsächlich Strukturen, die für die Existenz einer zweiten, unter der Vorarlberger Säntis-Decke liegenden Decke sprechen.

Als nördliche Schuppen der Hohenemser Decke betrachten wir auch die entlang dem Nordrand des Helvetikums vom Rheintal bis ins Allgäu anstehenden *Pycnodonta vesicularis* führenden, früh-campanen Bregenzerach-Schichten (nur im Westen, OBERHAUSER, 1984) und die alttertiären Fischechiefer (SCHWERD, 1983, 1984), die eine nordhelvetische Fazies anzeigen und die nordöstlich von Dornbirn in sedimentärem Kontakt mit den Deutenhausener Schichten (UMM) stehen (RESCH, 1976).

2.3. Vorarlberger Säntis-Decke

Die Vorarlberger Säntis-Decke stellt ein Äquivalent der Säntis (Churfürsten)-Decke und der Axen-Decke der Ostschweiz (TRÜMPY, 1969) dar. Im Gegensatz zur Ostschweiz kam es in Vorarlberg nicht zu einer völligen Trennung zwischen Jura- und Kreide-Stockwerk. Im mittleren und nördlichen Bregenzerwald läßt sich jedoch eine Zunahme der Relativbewegung zwischen dem Jura- und Kreide-Stockwerk von Süden nach Norden aufgrund der sehr engradigen Faltenstrukturen und Schuppenbildungen im Kreidestockwerk annehmen. Die beim Stollenbau unter der Bezegg nachgewiesenen Zementsteinschichten (OBERHAUSER, 1980) lassen in den nördlichen Kreideketten des Klausberg-Winterstauden-Gewölbes (in Randkette-Stellung; TRÜMPY, 1969) einen Malm-Kern als höchst wahrscheinlich erscheinen, womit sich diese wesentlich von den helvetischen Randketten der Schweiz unterscheiden.

Der Übergang von der Säntis- und Axen-Decke der Ostschweiz in die Vorarlberger Säntis-Decke mit den weitgehend solidarisch gebliebenen Jura- und Kreide-Stockwerken vollzieht sich im westlichen Vorarlberg und fällt mit dem Umschwenken der Faltenachsen von SW-NE nach W-E zusammen.

2.4. Grünten Teildecke

Im nordöstlichen Vorarlberg und Allgäu wurden die jüngeren Anteile der Vorarlberger Säntis-Decke in den basalen Drusberg-Schichten abgeschert und führen als Grünten-Teildecke (RICHTER, 1966; SCHWERD, 1983) gegen Norden ab. Die Grünten-Teildecke tritt vorab östlich des Illertales im Grünten-Gewölbe auf. Westlich des Illertales liegt in der Bohrung Maderhalm 1 in der

3. Schuppe eine dreifache Repetition der älteren Unterkreide (Berriasian – Hauterivian) vor. Der stratigraphisch jüngere Anteil, welcher in den Drusberg-Schichten abscherte und wohl der Grünten-Teildecke entspricht, dürfte in diesem Querschnitt weiter nördlich im Untergrund bei Sigishofen liegen. Die Grünten-Teildecke muß jedenfalls nördlich der Bohrung Kierwang 1 liegen, da in derselben zwischen dem Rhenodanubischen Flysch und der Hohenemser Decke nur eine verschuppte Serie von Gesteinen der Feuerstätter Decke und des Helvetikums (Erzkalke, Nummulitenkalk) erbohrt wurde.

3. Palinspastische Abwicklung

Als Grundlage für die paläogeographische Rekonstruktion des östlichen helvetischen Schelfes wird in der vorliegenden Arbeit eine palinspastische Abwicklung für das Helvetikum östlich des Rheintales durchgeführt. Als Abwicklungshorizont wurde das Dach des Kieselkalkes benutzt, im Staufenspitz – Klausberg – Winterstauden-Gebiet, wo der Kieselkalk fehlt („Kieselkalk-Glatze“), der Kondensationshorizont der Gemsmättli-Schicht im Hangenden der Oerfla-Formation. Auf Grund der Deformation in den Gesteinen des Helvetikums der Ostschweiz, die eine S-N-Schubrichtung (PFIFFNER, 1981) der helvetischen Decken erkennen lassen, wurde in Analogie dazu in Vorarlberg und im Allgäu in N-S-Richtung abgewickelt. Zur Vereinfachung wurde ein zylindrischer Faltenbau angenommen. Bei der Ausglättung der Vorarlberger Säntis-Decke wurde eine geometrische Rekonstruktion (FERRANZINI & SCHULER, 1979) durchgeführt, die uns die einzelnen Profildaten in relativer Lage und Abständen untereinander geben soll.

Eine palinspastische Aufschlußkarte des Kieselkalkes mit der Lage der wichtigsten Detailprofile ist in Abb. 2 skizziert.

3.2. Bemerkungen zur Abwicklung der einzelnen Decken

Hohenemser Decke

Für die Rekonstruktion der relativen Lage bzw. Abstände zwischen den Aufschlüssen von Klien und Hohenems, die eine frontale Position innerhalb der Hohenemser Decke einnehmen, und den Aufschlüssen am Breiterberg, die in der nördlichsten Vorarlberger Säntis-Decke liegen, wurde die ausgeglättete Länge des Kieselkalkes der im Untergrund skizzierten Hohenemser Decke verwendet (WYSSLING, 1984, Tafel 1, Profil 1). Es ist jedoch zu betonen, daß es sich hier nur um eine Größenordnung (15–18 km) handeln kann, da bis heute keine Details über den Aufbau dieser Decke bekannt sind.

Die relative Plazierung der älteren Unterkreide-Serien in den Bohrungen Maderhalm 1 (4. Schuppe) und Kierwang 1 in Bezug auf die nördlichen Unterkreide-Aufschlüsse in der Vorarlberger Säntis-Decke ist unsicher. Durch die südlich folgenden Kalkalpinen Decken, welche mit steilen frontalen Überschiebungsflächen (BACHMANN et al., 1982) die Flysch-Decken und die Vorarlberger Säntis-Decke in die Tiefe drücken, wird das südliche Ende der Hohenemser Decke bestimmt. Die Südbegrenzung der Hohenemser Decke dürfte in diesem

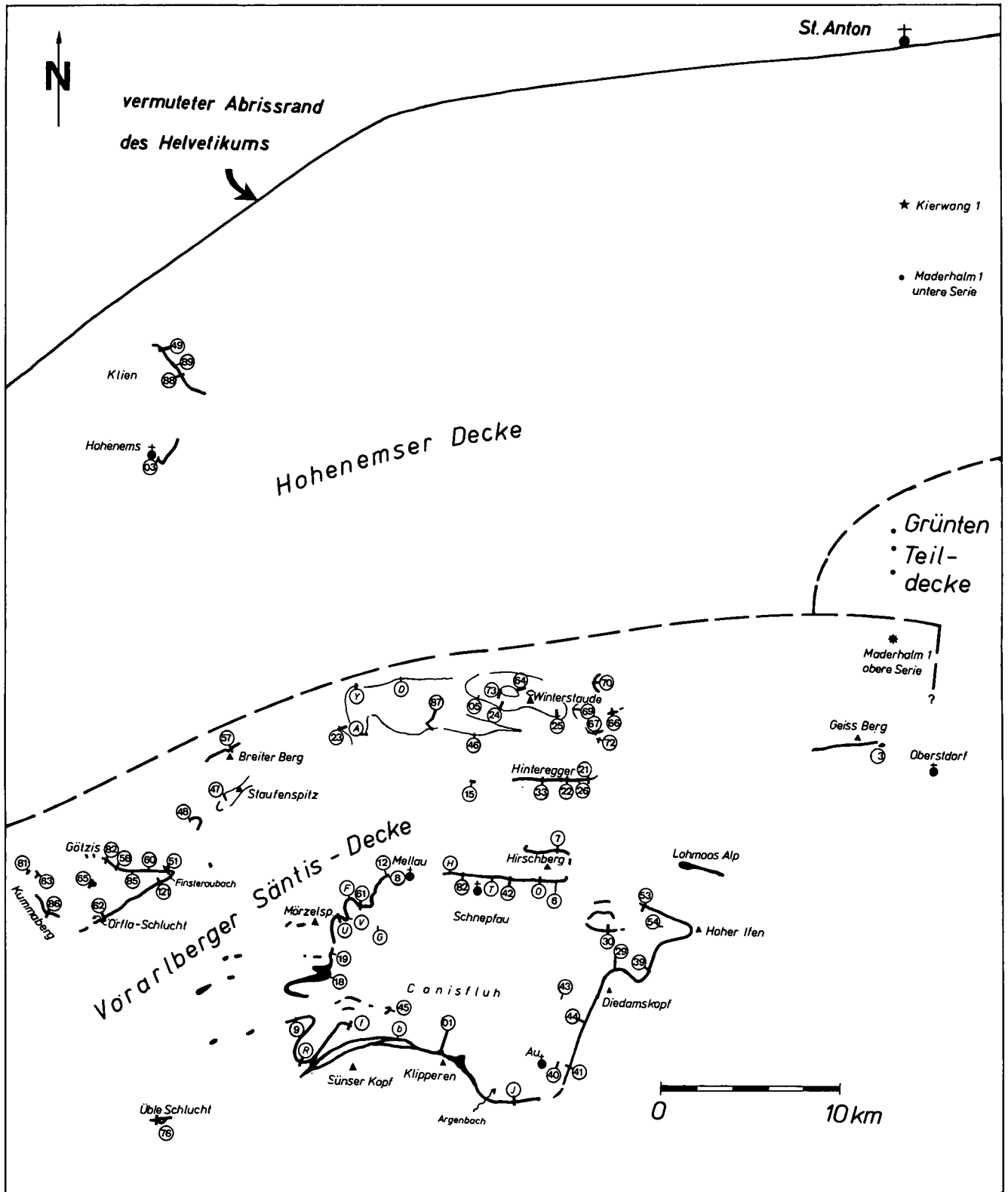


Abb. 2: Paläozoische Aufschlußkarte des Kieselkalkes im Untersuchungsgebiet mit Lage der bearbeiteten Detailprofile.

Querschnitt (Profil 7, WYSSLING, 1984) etwa 8–10 km südlich Maderhalm liegen (abgewickelt 12–15 km).

Voralberger Sántis-Decke

Die Abwicklung der Voralberger Sántis-Decke war relativ einfach. Im Süden um die Kanisfluh liegt ein zusammenhängender Kieselkalk-Ausbiß vor. Im nördlichen Winterstauden-Gebiet ist der Kondensationshorizont im Dach der Oerfla- und Betlis-Formation („Kiesel-

kalk-Glatze“) gut verfolgbar. Die Kieselkalkaufschlüsse im nordwestlichen Vorarlberg und im Rheintal lassen sich strukturell miteinander verbinden. Eine Ungewißheit liegt im östlichen Teil der Synkinalzone von Fraxern-Bizau. Östlich von Bizau müssen wir aus geometrischen Gründen eine Aufschubung der südlich folgenden Kreideketten auf die Synkinalzone annehmen. Da kein markanter Fazieswechsel in diesem Gebiet zu be-

obachten ist, nehmen wir einen minimalen Überschiebungsbetrag an.

Grünten-Teildecke

Die Abwicklung zeigt die nicht aufgeschlossene Unterlage der in den Drusberg-Schichten abgescherten Grünten-Teildecke. Für die Abwicklung wurden im Querschnitt von Profil 7 westlich des Illertales für diese verfallenen und verschuppten älteren Unterkreide-Abfolgen (WYSSLING, 1984; vgl. Profil 7, 3. Schuppe der Bohrung Maderhalm 1) etwa 7 km eingesetzt.

3.3. Paläogeographische Rekonstruktion des Vorarlberger/Allgäuer Helvetikums

Die Herkunft und vortektonische Position der Allgäuer Faltenmolasse wird von MÜLLER (1984) beschrieben. Dabei kommt der Ablagerungsraum des heute allochthonen Helvetikums, bezogen auf den autochthonen Untergrund des Molassebeckens, südlich des Stanzertales, in Tirol, zu liegen. Knüpfen wir nun mit dem angenommenen nördlichen Abrißrand des allochthonen Helvetikum im Untergrund im Stanzertal (St. Anton am Arlberg) an, also dort, wo das Helvetikum im autochtho-

nen Untergrund abscherte, so erhalten wir die ursprüngliche, paläogeographische Lage der Hohenemser Decke, der Vorarlberger Sântis-Decke und Grünten-Teildecke (vgl. Abb. 3).

3.4. Vergleich mit der palinspastischen Abwicklung des Helvetikums der Ostschweiz

Ein Vergleich mit der paläogeographischen Lage der helvetischen Decken der Schweiz liegt nahe, da unsere Rekonstruktion unabhängig von jener der Ostschweiz (TRÜMPY, 1969) durchgeführt wurde. Für die Schweiz wurde in Abb. 3 die palinspastische Aufschlußkarte des Betlis- und Diphyoides-Kalkes von STRASSER (1979), die auf einer Abwicklung senkrecht zu den Faltenachsen beruht (TRÜMPY, 1969) verwendet. Im Unterschied zur Darstellung STRASSERS wurden die infrahelvetischen Elemente gegenüber der Sântis- und Mürtischen Decke, auf Grund der Annahme einer generellen S-N-Schubrichtung (PFIFFNER, 1983), um ca. 15 km in nordöstlicher Richtung verschoben.

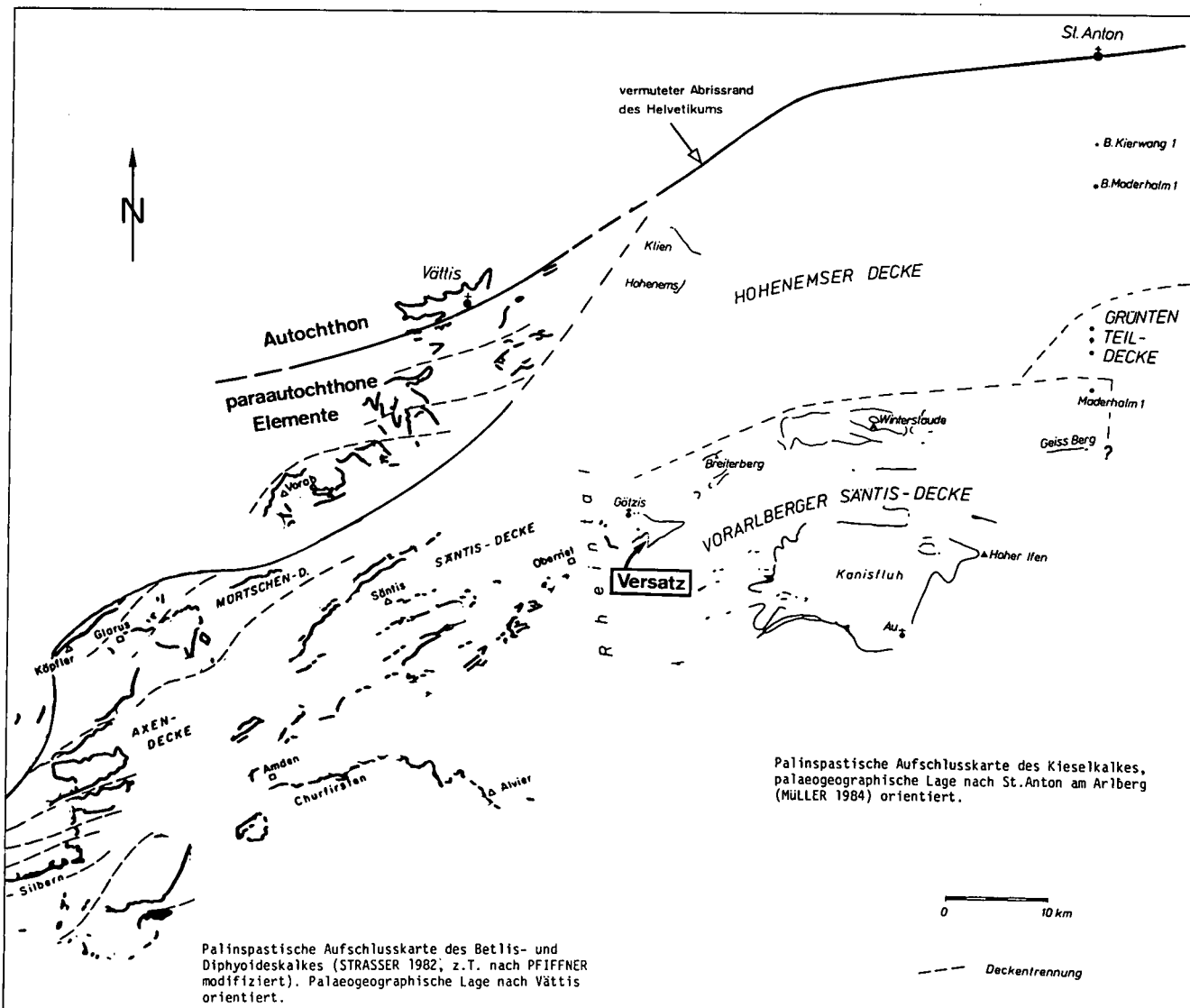


Abb. 3: Vergleich der palinspastischen Rekonstruktionen der helvetischen Decken in der Ostschweiz und in Vorarlberg.

In der palinspastischen Abwicklungskarte Abb. 3 wurden als Referenzpunkte für die Schweiz Vättis (Helvetikum in „autochthoner“ Stellung) und für Vorarlberg/Allgäu St. Anton am Arlberg (nördlicher Abrißbrand des Helvetikums im autochthonen Untergrund [MÜLLER, 1984]) verwendet. Für einen Vergleich dieser beiden unabhängig voneinander durchgeführten Rekonstruktionen der paläogeographischen Lage bieten sich die im Grenzgebiet gelegenen und von beiden Abwicklungen erfaßten Kreideketten an, die das Rheintal zwischen Oberriet und Götzis queren. Diese in Abb. 3 als „Versatz“ bezeichnete konstruktive „Unstimmigkeit“ kann als überraschend gering bezeichnet werden. Dieser Betrag darf vorderhand aber nur als relative Größe betrachtet werden, da die Unsicherheiten, welche bei der Rekonstruktion der vortektonischen Lage, z. B. die genaue Lage des nördlichen Abrißbrandes des Helvetikums vom autochthonen Untergrund bei St. Anton am Arlberg, wo ein minimaler Betrag ohne paraautochthone Schuppen eingesetzt wurde; aber auch die Unsicherheiten bei der Bestimmung der N-S-Länge der westlichen Hohenemser Decke, sowie des Abstandes zwischen Vättis und dem Säntis übersteigen unseren bescheidenen Versatzbetrag um einiges. Trotzdem zeigen uns die Resultate dieses Vergleiches, daß die Größenordnung der postulierten Hohenemser Decke in Vorarlberg und Allgäu vertretbar ist.

4. Stratigraphie und Fazies

4.1. Einleitung und Überblick

In neuerer Zeit wurden die lithostratigraphischen Einheiten (Formationen) der älteren Unterkreide im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz von FUNK (1971), HALDIMANN (1977), ISCHI (1978), STRASSER (1979, 1982), BURGER & STRASSER (1981) detailliert lithologisch und mikrofazial bearbeitet und teilweise neu definiert.

Eine Anwendung dieser in der Zentral- und Ostschweiz definierten Nomenklatur ist östlich des Rheintales in Vorarlberg und Allgäu nur noch bedingt möglich, da sich in den älteren Unterkreide-Serien ein Fazieswechsel gegen Osten vollzieht. Schon HEIM (1933) führte daher im nördlichen Vorarlberg an Stelle des oberen Öhrlikalkes und der Valanginienmergel den Begriff Oolithkalk ein. Weiter östlich, im Winterstauden Gebiet, faßte er den Oolithkalk und den Betliskalk in der Oolithkalk-Gruppe zusammen und trennt diese von einer liegenden Mergelgruppe (Öhrli-mergel) ab, spricht aber in den südlich folgenden Gebirgsketten (z. B. Schnepfau) erneut von Betliskalk, Valanginienmergeln und Öhrlikalk. Diese Heim'sche Nomenklatur, die in Vorarlberg nie genau definiert wurde, führte im Laufe der Zeit zu einem nomenklatorischen Chaos, da die Zuordnung zu den lithostratigraphischen Einheiten stets aus der relativen Lage der Mergel und Kalke zum hangenden Kieselkalk und nicht aufgrund der detailliert beobachteten Abfolgen und Sedimentpetrographie der Gesteine erfolgte.

Für die hier neu vorgeschlagene Gliederung der lithostratigraphischen Einheiten der älteren Unterkreide in Vorarlberg und Allgäu wurde versucht, die bestehende Nomenklatur soweit wie möglich beizubehalten.

Anstelle des „Oberen Öhrlikalkes“, dem „Oolithkalk“ und der „Oolithkalkgruppe“ wird neu die Oerfla-Formation eingeführt.

Die in dieser Arbeit untersuchten lithostratigraphischen Einheiten sind in Abb. 4 schematisch in einem N-S-Profil zusammengestellt. In der Vertikalen ist die Zeit nach HARLAND et al. (1982) maßstäblich aufgetragen. Die Ammoniten-Zonierung basiert auf den Arbeiten von LE HEGARAT (1971), THIEULOY (1977), BUSNARDO et al. (1979) und KEMPER et al. (1981). Die unterschiedliche Zeitdauer für die einzelnen Ammoniten-Zonen resultiert aus der Annahme gleichbleibender Sedimentationsraten in den der Zonierung zugrunde liegenden Typusprofilen.

Dieses Schema macht keine Aussagen über Schichtmächtigkeiten. Erosionsphasen, kondensierte Sedimentabfolgen und Sedimentationsunterbrechungen (Hiatus) sind weiß dargestellt. Die biostratigraphischen Datierungspunkte sind mit entsprechenden Fossil-Symbolen gekennzeichnet.

Dieses stratigraphische Schema (Abb. 4) zeigt eine markante Zweiteilung, welche durch den Kondensationshorizont der Gemsmättli-Schicht verursacht wird. Im Liegenden der Gemsmättli-Schicht treten in den nördlichen Faziesbereichen vorwiegend bioklastische und oolithische Kalke (Betlis-, Oerfla-Formation), in den südlichen Bereichen dagegen vermehrt Mergel und tonige Mergelschiefer (Palfris-Formation) auf. Im Hangenden der Gemsmättli-Schicht dominieren Mergel und Kalke mit siliziklastischen Anteilen (Helvetische Kieselkalk-Formation), wozu im Süden feingebankte mikritische Kalke (Vorarlberger Diphyoides-Kalk) kommen.

4.2. Palfris-Formation

4.2.1. Einleitung

Das Typusprofil der Palfris-Formation wird von BURGER & STRASSER (1981) am Pragelpaß (Kt. Schwyz) beschrieben. Charakteristische lithologische Merkmale für die Palfris-Formation sind monotone, dunkle siltige Mergel mit einzelnen geringmächtigen Kalkbänken (Mikrite mit wenig Fossilien). Vereinzelt treten bioturbirte Kalkbänke mit einer reichhaltigen Fauna auf. Das Vorkommen der Palfris-Formation ist auf das fazial südliche Helvetikum beschränkt, nach Norden geht die Palfris-Formation in die Öhrli-Formation über. Die nördliche Begrenzung der Palfris-Formation (BURGER & STRASSER, 1981) wird mit dem Einsetzen des oberen Öhrli-Kalkes definiert.

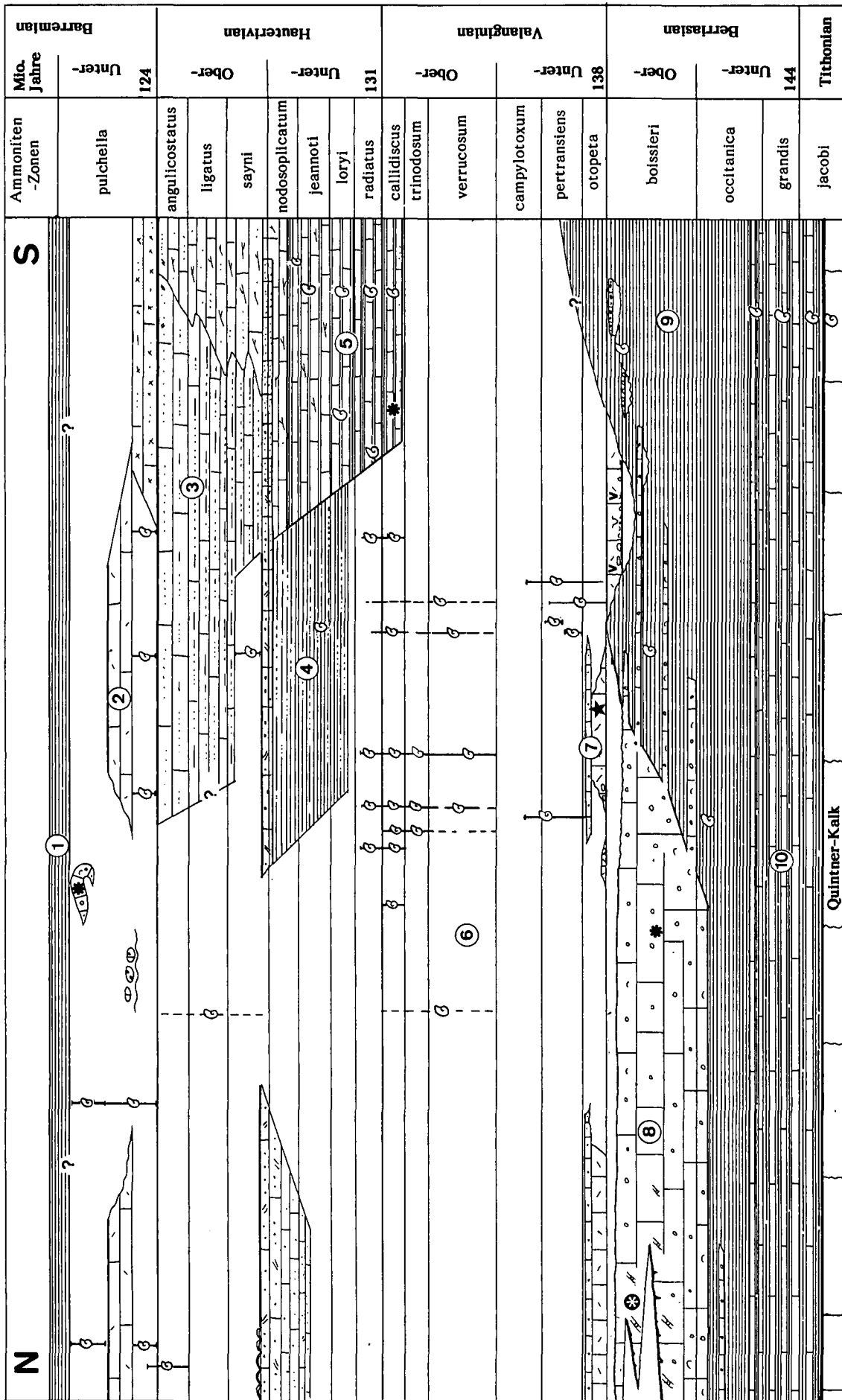
Da in Vorarlberg und im Allgäu kein oberer Öhrli-Kalk vorkommt und oft schlechte Aufschlußverhältnisse in den Mergeln der älteren Unterkreide vorliegen, fassen wir den Begriff Palfris-Formation etwas weiter und verwenden ihn auch für die lokal auftretenden Wechsellagerungen von Mergeln und stellenweise fossilreichen Kalken mit autochthonem Benthos. Diese Serien entsprechen etwa dem oberen Öhrli-Mergel in der Ostschweiz.

4.2.2. Definition der Palfris-Formation für Vorarlberg und Allgäu

Synonyme

„Berriasschichten“ VACEK (1879)

„Valendis-Schichten“ MERHART (1914)



- 1 - 2: Drusberg-Formation (1. Drusberg-Schichten, 2. Altmann-Schichten) 7: Betlis-Formation
- 3 - 6: Helvetische Kieselkalk-Formation (3. Kieselkalk, 4. Kieselschiefer, 5. Diphhydoides-Kalk, 6. Gemsmättli-Schicht (Kondensationshorizont)) 8: Oerfla-Formation
- 9: Palfris-Formation
- 10: Zementsteinschichten
- Biostratigraphische Datierungspunkte:
 ☆ Ammoniten
 * Foraminifera
 G Algen & Foraminifera

Abb. 4: Schema der stratigraphischen Einheiten der älteren helvetischen Unterkreide in Vorarlberg und im Allgäu.

„Mergelgruppe“	BLUMER (1905), HEIM & BAUMBERGER (1933)
„Valangienmergel“	STRAETER (1923), VAN THIEL (1924), MEESMANN (1925), SAX (1925), SCHAAD (1926), HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1980).
„Öhrlimergel“	SCHAAD (1926), HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1951, 1956), RICHTER (1969)
„Öhrlkalk“	SCHAAD (1926), HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1951, 1956, 1980), RICHTER (1969).
„Palfrisschiefer“	SCHAAD (1926), OBERHAUSER (1980)
„Valendismergel“	HEIM & BAUMBERGER (1933), ALEXANDER et al. (1964), RICHTER (1969), ZACHER (1973).
„Öhrlschichten“	ZACHER (1973), FELBER & WYSSLING (1979).
„Palfris-Schichten“	FELBER & WYSSLING (1979)

Lithologie

Die Palfris-Formation besteht im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von dunklen, siltigen Schiefermiegeln mit geringmächtigen Mergelkalcken. Vereinzelt schalten sich bioklastische Oolith-Turbiditabfolgen, sowie ein markanter Debris-flow mit pyritisierten Hardground-Komponenten in die tonigen Schiefermergel ein.

In den südlich gelegenen Aufschlußbereichen (Melental, Kanisfluh, Diedamskopf) ist der basale Teil der Palfris-Formation durch eine monotone Abfolge von Schiefermiegeln gekennzeichnet, in die sich nach oben zuerst nur vereinzelt, dann zunehmend mehr gelbbraun anwitternde Mergelbänke (5–50 cm mächtig) einschalten. Gegen das Hangende ist generell eine Zunahme der Mergelkalcke feststellbar. Die geringmächtigen Einschaltungen der bioklastischen Oolith-Turbidite treten als Geländestufen in Erscheinung und gehen lateral und vertikal in Schiefermergel über.

In den faziell nördlichen Aufschlußbereichen nehmen Karbonatgehalt und Bioklasten-Anteil zu. Gegen das Hangende hin zeigen die Mergel und Mergelkalcke eine intensive Bioturbation; lokal treten Pinniden in Lebensstellung auf.

Abgrenzung

Die Formationsuntergrenze ist nur im Gebiet um die Kanisfluh aufgeschlossen. Die Palfris-Formation geht allmählich aus den liegenden Zementsteinschichten (SCHAAD, 1926a; HEIM & BAUMBERGER, 1933; FELBER & WYSSLING, 1979) hervor. Die regelmäßige Wechsellagerung von dichten, oft stinkenden Kalcken (Calpionellen-führender Mudstone) und Schiefermiegeln der Zementsteinschichten geht nach oben unter Abnahme und Vermengung der Kalkbänke in feinsandige Schiefermergel und Mergelkalcke (Biomikrite, Wackestone) der Palfris-Formation über. Die Formationsuntergrenze ziehen wir über der letzten Kalkbank (Typus Quintner-Kalk) der Zementsteinschichten.

Die Formationsobergrenze definieren wir im nördlichen Bregenzerwald mit dem Einsetzen von gebankten, bioklastischen Oolith-Abfolgen der Oerfla-Formation, die keine Mergelzwischenlagen aufweisen. Im mittleren Bregenzerwald werden die Schiefermergel der Palfris-Formation im Dach vom markanten Kondensationshorizont der Gemsmättli-Schicht begrenzt. Im Südlichen Bregenzerwald

wird die Formationsobergrenze mit dem Einsetzen des regelmäßig gebankten, gelblich und mehlig anwitternden Diphyoides-Kalkes definiert, der sich im Feld gut sichtbar von den bräunlichen, sandigen Mergeln und Mergelkalcken der Palfris-Formation abhebt.

Mächtigkeit

Die mittlere Mächtigkeit wird aufgrund von Profilkonstruktionen auf 250 bis 300 m geschätzt.

Die Mächtigkeit südlich der Kanisfluh beträgt mehr als 300 m (FELBER & WYSSLING, 1979), südlich des Hirschberges ca. 180–200 m (SCHAAD, 1926a).

Verbreitung

Die größte Verbreitung zeigt die Palfris-Formation im mittleren und südlichen Bregenzerwald, wo sie den Juraufbruch der Kanisfluh umrandet. In den nördlichen Aufschlußzonen tritt sie jedoch nur lokal in tief durch Erosion freigelegten Antiklinalkernen auf.

4.2.3. Fossilinhalt und Alter

Die Schiefermergel und Mergelkalcke der Palfris-Formation sind arm an Makrofossilien. Nur in den faziell nördlichen Aufschlußzonen tritt vermehrt eine endo- und epibenthonische Fauna (Pinniden, Pholadomyiden, Exogyren und *Arctostrea*) auf, deren Formen jedoch keinen biostratigraphischen Leitwert besitzen.

Mikrofaunen aus der südlichen Palfris-Formation (SW Kanisfluh) werden von BOSSERT (1977) und aus den nördlichen Faziesbereichen (Winterstaude) von BETTENSTÄEDT (in BLOCH, 1967; p. 8) beschrieben. Für die Fossilisten sei auf die entsprechende Arbeit verwiesen. Neu habe ich folgende Ammoniten horizontal aufgesammelt:

Ptychophylloceras gr. *plychoicum* (QUENSTEDT); Det. Thieuloy
Stratigraphische Verbreitung: Berriasian (schr. Mitt. Thieuloy)

Fundort: Wurzachsaattel (Profil 101), Kote: 1710 m ü. M.

Neolissoceras grasi (d'ORB.); Det. Thieuloy
Stratigraphische Verbreitung: Tithonian–Valanginian (schr. Mitt. Thieuloy)

Fundort: Buchenschrofen (Profil F), Kote: 1070 m ü. M.

Berriasella cf. *picteti* (JACOB)
1971 *Berriasella picteti* (JACOB); LE HEGARAT p. 80, Taf. 7, Fig. 17

Stratigraphische Verbreitung: paramimouna-picteti-Zone (LE HEGARAT, 1971).

Fundort: Finsteraubach (Profil 50), Kote: 890 m ü. M.

Jabronella discrepans (RETOWSKI)
1971 *Jabronella discrepans* (RETOWSKI); LE HEGARAT p. 144, Taf. 30, Fig. 1, 2

Stratigraphische Verbreitung: paramimouna-Zone (LE HEGARAT, 1971)

Fundort: NE Schnepfau (Profil T), Kote: 920 m ü. M.

Die Untergrenze der Palfris-Formation liegt nach FELBER & WYSSLING (1979) aufgrund horizontal aufgesammelter Ammoniten in den liegenden Zementsteinschichten im jüngeren Unter-Berriasian (privasensis-Subzone).

Die Obergrenze der Palfris-Formation ist heterochron, wobei sie von Norden nach Süden zunehmend jünger wird.

In den faziell südlich gelegenen Gebieten muß die Obergrenze der Palfris-Formation gegen den Diphyoides-Kalk, aufgrund horizontal aufgesammelter Ammoniten (vgl. Fossiliste Diphyoides-Kalk) sowie einer Foraminiferen-Fauna (BOSSERT, 1977) aus den untersten Bänken des Diphyoides-Kalkes, älter als jüngeres Ober-Valanginian (callidiscus-Zone) sein.

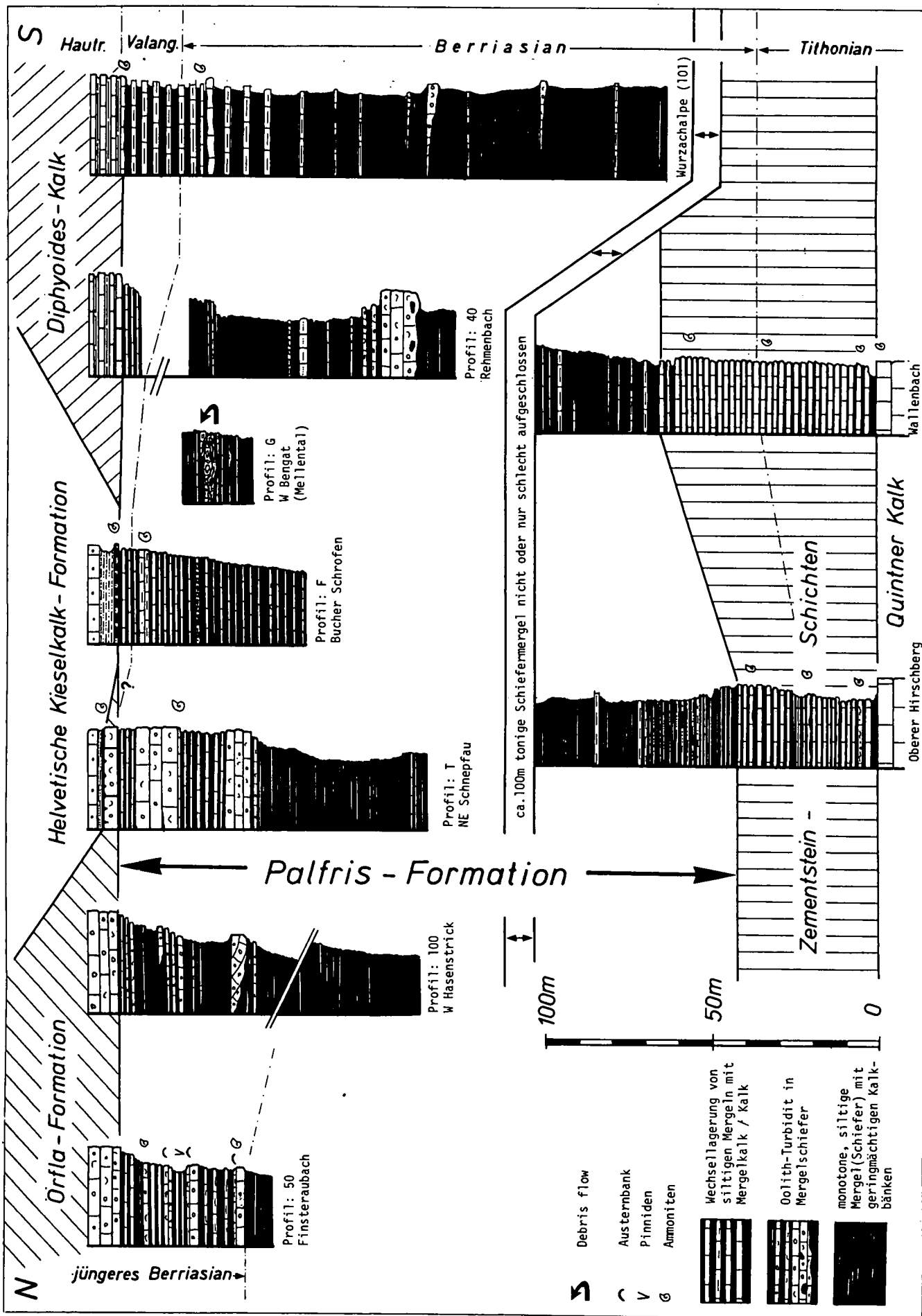


Abb. 5: Ober- und Untergrenze der Palfris-Formation in Vorarlberg.

Am Buchenschrofen (Profil F) im Mellental liegt der Kondensationshorizont der Gemsmättli-Schicht direkt den Palfris-Schichten auf. Die ältesten Ammoniten (*Thurmanniceras* sp.) zeigen jüngeres Unter-Valanginian (pertransiens-Zone) an.

Südlich des Hirschbergs muß das Alter der Palfris-Formation aufgrund der in der Gemsmättli-Schicht enthaltenen Ammonitenfauna, die älteres Unter-Valanginian anzeigt (otopeta bis pertransiens-Zone), älter als ältestes Unter-Valanginian sein.

Im Gebiet südlich des Grünen Kopfes werden die Palfris-Schiefer, lokal mit sedimentärer Diskordanz, von feinspätigen, Calpionellen-führenden Kalken (Äquivalent des Sichel-Kalkes) überlagert, die aufgrund ihrer Calpionellenfauna ein Ober-Berriasian-Alter besitzen. Hier muß die Obergrenze der Palfris-Formation ins ältere Ober-Berriasian gelegt werden.

NE von Götzis, im Finsteraubachtobel (Profil 50), folgt die Oerfla-Formation mit neritischen Kalken über der Palfris-Formation. Die 30 m unter der Obergrenze in einer Austerbank gefundene *Berriasella* cf. *picteti* (JACOB) ordnet die Obergrenze der Palfris-Formation in diesem Gebiet frühestens dem jüngeren Ober Berriasian zu.

4.2.4. Fazies und Ablagerungsmilieu

Faziestyp 1: Mergelschiefer-Mergelkalk-Wechselagerung

In diesem Faziestyp fassen wir die monotonen Schiefermergel mit Kalkmergel-Einschaltungen und die Wechsellagerungen von Schiefermergeln und Kalkmergeln zusammen.

Die dunkelgrauen, tonigen Schiefermergel und Kalkmergel sind schwach quarzfeinsandig und weisen eine mikritische Matrix (Mudstone, Wackestone) mit wenig Bioklasten auf. Einzelne Bänke führen bis zu 10 % detritischen Quarz (Silt bis Feinsand). An Fossilien wurden im Dünnschliff bestimmt: Echinodermenbruchstücke, dünnchalige Bivalven, Ostrakoden, Radiolarien, Calpionellen, sparitisierte Kieselspongien (Megaskleren), sand- und kalkschalige Foraminiferen.

Einzelne Mergel- und Mergelkalkbänke zeigen Anreicherungen von pyritisierten und umgelagerten Bioklasten, Ooiden, Lithoklasten. Mergelkalke mit hohem Pyritgehalt weisen keine Bioturbationen auf.

Hemipelagische Internsedimente

Vorab in einer knolligen, bioturbirten Mergelkalkbank von 0,1–0,3 m Mächtigkeit (Wurzachsattel, Profil 101) wurden in den sparitisch auskristallisierten, durch wühlende Organismen verursachten Hohlräumen Internsedimente gefunden. Weitere Internsedimente gleicher Art habe ich in umgelagerten Geröllen gleicher Lithologie in den Profilen G, F, 40, 43 beobachtet.

In den kleinen Kavernen und bioturbaten Hohlräumen liegt ein heller Kalzitkristall-Silt mit Peloiden und nachgebrochenen Gesteinskomponenten des umgebenden Gesteins geopetal einem frühdiagenetischen Kalzit zement auf. Dieser kurzfasrige A-Zement zeigt eine schmutzige bräunliche Farbe und geht in einen radialaxialen, fibrösen Zement (BATHURST, 1979: 426) mit undulös auslöschenden, gebogenen Zwillingkristallen (max. Länge, 0,5 mm) über. Lokal werden diese beiden Zementarten durch eine 10 bis 20 Mikron starke Mikritlage getrennt. Die im Kalzitkristall schwimmenden, vom Kavernendach abgelösten Lithoklasten weisen einseitig einen Saum radialaxialen Zementes auf.

Einschaltungen von Hardgroundbrekzien

Innerhalb der Schiefermergel-Abfolgen tritt lokal eine Hardground-Brekziensequenz auf, bestehend aus pyritisierten, angebohrten hemipelagischen Kalkgeröllen (Mudstones, Wackestones). Die Verbreitung ist auf die südlichen Aufschlußzonen beschränkt. Die Mächtigkeit der Hardgroundbrekzie schwankt zwischen einigen cm und max. 2 m. Der größte und beste Aufschluß liegt im Mellental westlich Bengat, auf der orographisch rechten Mellenbachseite auf Kote 740 m ü. M. (Abb. 7).

Lithologie der Hardgroundbrekzie (Abb. 7)

Die Gerölle weisen unterschiedliche Formen auf. Rundliche und längliche Formen dominieren, wobei die Gerölle jeweils einen der Längsachse parallel verlaufenden zentralen, röhrenartigen Hohlraum mit einem Durchmesser von 1 bis 2 cm aufweisen. Die Gerölloberflächen sind z. T. von Lithophagen an-

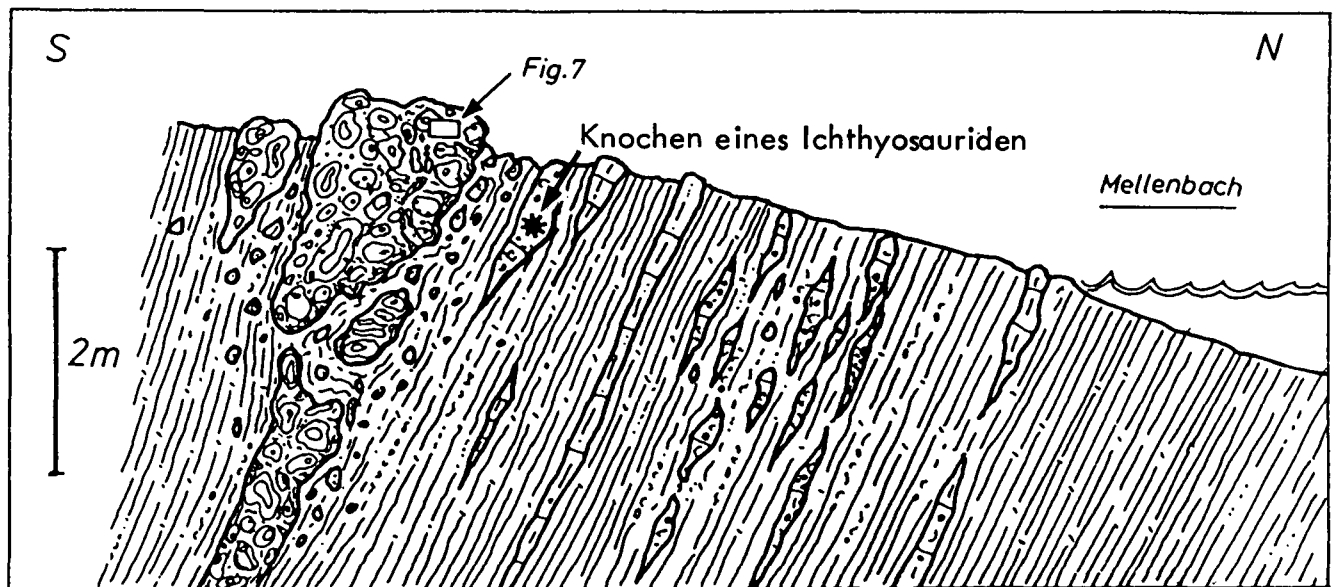


Abb. 6: Detailprofil G im Mellenbach (Kote 740 m ü. M.). Hardgroundbrekzien-Horizont innerhalb der Palfris-Formation.



Abb. 7: Hardgroundbrekzie, poliertes Handstück. Die pyritisierten Mikritgerölle mit zentralem Hohlraum (h) weisen eine periphere Pyritanreicherung (heller Saum auf). Die einzelnen Komponenten sind von Serpuliden (s) besiedelt und von Lithophagen (b) angebohrt, wobei der Hohlraum von pyritisierten Ooiden (bo) erfüllt ist. Die mikritische Matrix mit teilweise pyritisierten Ooiden und Bioklasten besitzt markante, oft auskristallisierte Wühlgänge (w). Kleine Kavernen (k) sind spärlich auskristallisiert und oft von Kalzitkristall-Silt oder von Pellets erfüllt.

gebohrt und von Serpuliden und Spongien besiedelt. Alle Gerölle sind pyritisiert und weisen Pyritanreicherungen entlang der Oberfläche und den Bohrlöchern auf. Die Matrix zwischen den Geröllen ist stark bioturbirt, wobei die Bioturbationshöhlräume meist auskristallisiert und mit Pellets verfüllt sind. In der mikritischen Matrix treten pyritisierte Ooide, Foraminiferen, Echinodermen, Bivalven, Serpuliden und Knochenreste (Schulterblatt eines Ichthyosauriden) auf. Größere Hohlräume und kleine Kavernen in der Matrix sind von hemipelagischem Silt erfüllt. Die länglichen Gerölle zeigen vermehrt radial angeordnete, sich nach innen öffnende, auskristallisierte Risse auf.

Interpretation

Die Schiefermergel und Kalkmergel wurden in dem an den Plattformabhang anschließenden Becken (offenmariner Schelf [FLÜGEL, 1978: 405]) in hemipelagischem Milieu abgelagert. Für Plattformrandnähe sprechen Einschaltungen von bioklastischen Oolith-Turbiditen (Faziestyp 2). Der lokal hohe Pyritgehalt verbunden mit dem Fehlen von Bioturbation ist ein Hinweis auf lokal anoxisches Milieu im Bodenschlamm. In den intensiv bioturbirten Abschnitten mit wühlendem und grabendem Benthos kann hingegen auf normalmarine Lebensbedingungen mit sauerstoffreichem Bodenwasser geschlossen werden.

Bei den beobachteten Internsedimenten schließe ich, da keine weiteren sedimentologischen oder diagenetischen Anhaltspunkte (z. B. Trockenrisse, Meniskuszement, stalaktitischer Zement) vorliegen, auf eine Entstehung und Bildung dieser Kristallsilte, welche die Hohlräume geopetal erfüllen, im hemipelagischen Milieu. Ähnliche submarine Internsedimente werden u. a. von HUDSON & COLEMAN (1978) beschrieben. Zudem spricht der radialaxiale, fibröse Zement (BATHURST, 1979: 427) für rekristallisierten, marinen Aragonitzement (KENDALL & TUCKER, 1973). Rezent wird die Bildung solcher langfaseriger Aragonitzemente von MILLIMAN et al. (1969) aus dem Roten Meer beschrieben.

Für die Hardgroundbrekzie muß eine mehrphasige Entstehung angenommen werden:

In hemipelagischem Milieu (Radiolarien, kleine benthonische Foraminiferen) wurden im schlammigen Meeresboden durch grabende Organismen (Krebse?) Wohnbauten angelegt (rezent sind Krebse aus Wassertiefen bis 300 m bekannt (SCOFFIN et al., 1980). Um die Wohnbauten herum fand eine frühdiagenetische, selektive Lithifizierung statt. Durch Verstärkung der Bodenströmungen wurde der noch nicht konsolidierte Mikrit zwischen den Wohnbauten ausgewaschen. Die nun frei liegenden Knollen mit der zentralen Öffnung wurden von Serpuliden, vereinzelt auch von Spongien besiedelt, und von Lithophagen angebohrt. Durch eine einmalige, markante Steigerung der Bodenströmung infolge eines katastrophalen Ereignisses (Erdbeben?) wurden die angebohrten Gerölle samt Fauna als „debris flow“ in größere Tiefe verfrachtet und über den äußeren Schelf verteilt. Die umgelagerten Gerölle, die lokal einen Hardground im schlammigen, weichen Meeresboden bildeten, wurden vom Benthos besiedelt. Das Vorkommen von Wühlgängen und Pelletanhäufungen in der Matrix zwischen den umgelagerten Geröllen zeugt davon. Mit dem Einsetzen der schlammigen Hintergrundsedimentation fand anschließend eine selektive Pyritisierung, die sich vorab auf die mikritischen Gerölle beschränkte, statt.

Faziestyp 2: Oolithische Turbidite

Merkmal dieser Fazies sind dunkle, bioklastische Oolithbänke mit aufgearbeiteten Mikritknollen, die sich in die Schiefermergel der Palfris-Formation einschalten. Die bis zu 10,5 m mächtigen, grobgebankten Abfolgen gehen lateral und vertikal über dünnplattige Oolithe mit Pectinidenschill, gefolgt von geringmächtigen oolithischen Mergeln und Mergelkalken in monotone Schiefermergel über. Bei den mächtigeren Oolithabfolgen weisen die Schichtunterflächen oft Strömungsmarken auf. Anreicherung von aufgearbeiteten mikritischen Knollen und Fetzen (Durchmesser bis 10 cm) sowie ruditische Bioklasten (Austern, Echinodermen, Pectiniden) und Li-

thoklasten treten im basalen Teil der Bankungen vermehrt auf. Die Schichtoberflächen innerhalb dieser Abfolgen zeigen oft dünne Schill-Lagen.

Im Dünnschliff liegt in den gebankten Abfolgen ein mäßig bis gut sortierter, bioklastischer Oolith (Grain-, Packstone) vor. Die dunkelbraunen bis schwärzlichen Ooide, die oft randlich oder ganz pyritisiert sind, weisen einen mittleren Korndurchmesser von 0,6 mm auf. Die mikritischen Knollen (bioklastenarmer Mudstone bis Wackestone mit 1 bis 5 % siliziklastischem Feinsand) zeigen randlich keine scharfen Begrenzung und fignern in die sparitische Matrix zwischen den Ooiden auf. Gradierungen in mm- bis cm-Bereich zwischen den Ooiden und Bioklasten sind oft vorhanden. An Bioklasten treten auf: Bivalven, Echinodermen, Kalkschwämme, Bryozoen, Serpuliden und Foraminiferen. Mit zunehmender Bankmächtigkeit weisen die Komponenten eine geringere Abrasion, hellere Farbtöne und einen geringeren Pyritgehalt auf. In den Aufschlüssen um die Kanisfluh sind vermehrt Bildungen von autigenem Quarz in den Ooiden und Bioklasten zu beobachten (FELBER, 1978).

Trogsschichtungen (Profil 100, 121) und Strömungsrippel im Dach der Oolithabfolgen (Profil 87) wurden nur in den nördlichen Aufschlußbereichen beobachtet.

Interpretation

Aufgrund des lateralen Auskeilens der schwärzlichen Oolithbänke, der aufgearbeiteten, hemipelagischen Mikritknollen, der auf der Schichtunterfläche vorhandenen Strömungsmarken, der auftretenden Gradierungen und Strömungsrippeln im Dach der Oolithbänke betrachten wir diese Oolithsequenzen in den Palfris-Schiefern als Turbiditabfolgen.

Faziestyp 3: Siliziklastisch-bioklastische Mergel

Merkmal dieser Fazies sind bioturbirte, feinquarz-sandige Schiefermergel mit Einschaltungen von bioklastischen Mergelkalken, Oolithen und feinlaminierten Sandsteinabfolgen.

Die dominierenden, beige bis braungrauen Schiefermergel (Biomikrite; Wackestone) sind bioturbirt und setzen sich aus bis zu 15 % detritischem Quarzfeinsand, abgerollten und oft pyritisierten Ooiden, Peloiden, Lithoklasten und Bioklasten (Bivalven, randlich mikritisierten Echinodermen, Serpuliden, Bryozoen und kleinen benthonischen Foraminiferen) zusammen. Ophiuren und kleine verholzte Pflanzenreste treten in den mergelreichen Abschnitten vermehrt auf. Die Oolithlagen, vereinzelt schräggeschichtet, zeigen scharfe Schichtuntergrenzen, welche oft erosiv der Unterlage aufliegen. Die geringmächtigen, bioklastischen Oolithlagen sind oft durch intensive Bioturbation so stark zerwühlt, daß sie nur noch als bioklastisch-oolithische Mergel ohne scharfe Unter- oder Obergrenze vorliegen. Im Finsteraubach (Profil 50) folgt über den mächtigen Oolithlagen (max. 3 m) jeweils eine markante Austernbank mit *Exogyra couloni* (d'ORB.) von 0,1 bis 1 m Mächtigkeit. In den darüberfolgenden Wechsellagerungen von Mergelschiefern und Mergelkalken (Biomikrite) reduziert sich jeweils der Gehalt an Austern zusehends und nach 1 bis 3 m sind diese wieder verschwunden.

Die feinlaminierten Sandsteineinschaltungen zeigen ebenfalls scharfe Schichtunterflächen mit Strömungsmarken. Strömungs- und Wellenrippel sind auf der Schichtoberseite deutlich erkennbar, Bioturbationen sind mäßig und meist oberflächlich. Geringmächtige Sandsteinbänke gehen lateral in Rippel- und Linsen-

schichtung über. Sehr flache hummocky-Schrägschichtungen werden nur lokal beobachtet.

Im Profil 121 wurden dm-starke, gradierte Oolithbänke mit Strömungsmarken auf der Schichtunterseite erkannt; gegen oben gehen sie in feinlaminierte Sandsteine mit Strömungsrippeln über.

Ein gut entwickeltes Benthos mit Pinniden (*Pinna robinaldina* d'ORB., *Pinna renauxiana* d'ORB.) und Pholadomyen, beide lokal in Lebensstellung erhalten, treten sowohl in den Wechsellagerungen von Mergelschiefern mit bioklastischen, bioturbirten Oolithbänken, als auch in den feinlaminierten Sandsteinlagen auf. Die Mehrzahl der Pinniden sind aufgearbeitet und liegen oft dachziegelartig eingeregelt in Schill-Lagen.

Interpretation

Die bioturbirten Schiefermergelabfolgen mit Einschaltungen von bioklastischen Oolithen oder feinlaminierten Sandsteinbänken werden als Ablagerungen tieferer, gegen das Meer hin offener Buchten, sowie als Ablagerungen des tieferen Anteils des äußeren Plattformrandes und des oberen Plattformabhanges betrachtet.

Die in die Schiefermergel eingeschalteten, bioklastischen und siliziklastischen Bänke mit scharfer, z. T. erosiver Schichtunterfläche mit Strömungsmarken betrachten wir als Resedimente benachbarter Hochzonen (z. B. Oolithbarren), die durch Sturmereignisse aufgearbeitet und in tiefere Bereiche, lokal unter die Sturmwellenbasis, geschüttet wurden (siehe auch Faziestyp 2). Die intensive Bioturbation auf den Schichtoberflächen ist ein Hinweis auf längere Ruhephasen mit einem gut entwickelten Benthos.

Die über den mächtigeren Oolithlagen folgenden Austernhorizonte reflektieren die guten Ansiedlungsbedingungen für die Austernlarven, welche die einen harten Grund bildenden Oolithen boten. Der allmähliche Rückgang der Austernpopulation mit dem Einsetzen der Mergelsedimentation widerspiegelt die sich verschlechternden Lebensbedingungen.

Lokal auftretende Wellenrippel und hummocky-Schrägschichtungen sind ein Hinweis, daß die Ablagerungen über der Sturmwellenbasis erfolgten (HARMS, 1982: 7–15), während die feinlaminierten Sandsteinbänke mit turbiditischen T_{bc} Bouma-Abfolgen eher unter der Sturmwellenbasis abgelagert wurden. Die aufgearbeiteten und eingeregelteten Pinniden dokumentieren die verstärkten, erodierenden Bodenströmungen, die während Sturmphasen in diesen Tiefen herrschten.

Abfolgen, die jeweils nur geringmächtige Mergelzwischenlagen zwischen den bioklastischen Oolithlagen und den siliziklastischen Sandsteinbänken aufzeigen, wurden in relativer Nähe des Liefergebietes abgelagert.

Dieser Faziestyp tritt auch innerhalb der Oerfla-Formation auf.

4.3. Oerfla-Formation

4.3.1. Definition und Typusprofil

Name

Als Oerfla-Formation wird hier neu eine vorwiegend aus bioklastischen Oolithen aufgebaute Einheit definiert, die zwischen der Palfris-Formation im Liegenden und der Betlis-Formation oder der Helvetischen Kieselkalk-Formation im Hangenden in Vorarlberg und Allgäu

auftritt. Die Benennung erfolgt nach der Oerfla-Schlucht (Emmebach) bei Götzis, Vorarlberg.

Die Oerfla-Formation wird nicht in Members (Formationsglieder) aufgeteilt.

Synonyme

„Unter Urgon“	VACEK (1879)
„Valangienkalk“	VAN THIEL (1924), STRAETER (1925), SCHAAD (1926), OBERHAUSER (1982)
„Oberer Valangienkalk“	MEESMANN (1925)
„Oolithkalkgruppe“	HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1980)
„Oolithkalk“	HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1951, 1956), ALEXANDER et al. (1965), ZACHER (1974)
„Betliskalk“	HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1951, 1956, 1980), RICHTER (1969), STRASSER (1979, Profil 59).

Lithologie

Die Gesteine der Oerfla-Formation bestehen aus grau bis rotbräunlich anwitternden, massigen bis gebankten, fossilreichen Kalken und Oolithen, die oft ausgeprägte Sedimentstrukturen (Schräg- und Kreuzschichtungen) aufweisen. Daneben treten geringmächtige Einschaltungen von feinlaminierten, siliziklastischen Feinsandsteinen auf. Im Winterstaudengebiet schalten sich zwischen die oolithischen Kalkabfolgen bis zu 15 m mächtige, feinsandige Mergelsequenzen mit siliziklastischen Sandsteinbänken und bioklastischen Oolithlagen ein.

Abgrenzung

Die Formationsuntergrenze wird definiert mit dem Einsetzen von gebankten, bioklastischen Oolithen, die keine Mergelzwischenlagen aufweisen. Solange Mergelschiefer mit bioklastischem Detritus oder eine Wechsellagerung von neritischen Kalken mit Mergeln vorliegt, stellen wir sie zur liegenden Palfris-Formation.

Am Typusprofil, in der Oerfla-Schlucht, ist die Untergrünze durch einen Quellhorizont deutlich markiert. Das im geklüfteten, oolithischen Kalk zirkulierende Wasser wird hier über der ersten Mergellage gestaut und tritt an der tiefsten Stelle als Quellwasser aus.

Die Formationsobergrünze wird durch einen Hardground oder eine Omissionsfläche gebildet. Darüber folgt die Betlis-Formation (Spitzern-Schichten, Betlis-Kalk, Pygurus-Schichten) oder der Kondensationshorizont der Gemsmättli-Schicht (Helvetische Kieselkalk-Formation).

Die im nördlichen Bregenzerwald dominante, Felsstufen bildende Oerfla-Formation wird gegen Süden durch die altersäquivalente Schichten der Palfris-Formation ersetzt.

Typusprofil

(Oerfla-Schlucht = Emmebach-Schlucht; östlich Götzis, Vorarlberg, Blatt Hoher Freschen, LK 228; Koord. 767.840/244.800, Abb. 8; vgl. MEESMANN, 1925, p. 9, Fig. 1).

Das Typusprofil liegt am Wanderweg, der von Götzis (Schwimmbad) dem Emmebach folgend durch die Oerfla-Schlucht nach Meschach führt. Auf der Höhe des Wasserfalls, am Fuß der Treppe, setzt die Oerfla-Formation mit bioklastischen Kalken und Oolithen ein und

läßt sich längs der Treppe verfolgen. Die Mächtigkeit beträgt 28 m. Ober- und Untergrünze sind gut abgeschlossen und zugänglich.

Die einzelnen Schichten werden von stratigraphisch oben nach unten, also dem Weg abwärts folgend beschrieben:

Helvetischer Kieselkalk

- 7,0 m gelbbraun anwitternder, feinspätiger Sandkalk, grau, z. T. deutlich bioturbiert. Bankung unregelmäßig; Bankmächtigkeiten 0,1–0,6 m.
- 2,5 m blaugrau anwitternder, feinspätiger Sandkalk, dunkelgrau, vereinzelt Glaukonit, Bankung undeutlich, lokal schiefrig.
- 7,0 m bräunlichgrau anwitternder, feinspätiger Sandkalk, dunkelgrau, deutlich gebankt (0,1–0,3 m) mit schiefrigen Zwischenlagen.
- 5,2 m blaugrau bis hellgrau anwitternder, feinspätiger Sandkalk, schwarzgrau. Grob gebankt im basalen Bereich, leicht schiefrig.

Gemsmättli-Schicht

- 0,1 m Stark phosphoritisierter, grobspätiger Sandkalk mit phosphoritierten Fossilsteinkernen, rostig anwitternd.
- 0,25 m Hellgrauer, feinspätiger bis dichter, glaukonitischer Kalk vermisch mit orange-grüngrauem, grobspätigem Sandkalk mit phosphoritierten, schwarzen Fossilsteinkernen (Ammoniten, Brachiopoden, Gastropoden, Echiniden) und Lithoklasten (sandige Echinodermen-Biomikrite).
- 0,02 m dunkelgrüne, sandige Glaukonitlage, mürb, rostig anwitternd.

Spitzern-Schichten (Betlis-Formation)

- 0,5 m gelbgrau mehlig anwitternder, feinspätiger Sandkalk, im Bruch grau-grün, vor allem im oberen Teil Wühlgänge, die mit Glaukonit durchsetzt sind.
- 1,5 m gelborange mehlig anwitternder, feinspätiger Sandkalk, im Bruch graublau, feingebankt.

Oerfla-Formation

- 5,6 m gelblich anwitternder, spätiger Oolith, graurosa, flaserig gebankt. Zwischen gut sortierten und gradierten Oolithen (Grainstone) schaltet sich vereinzelt geringmächtiger, schlecht sortierter, oolithischer Biogentrümmerkalk (Packstone) ein.
Obergrünze: Die Oberfläche des Oolithes ist angelöst, uneben und von Lithophagen und Anneliden angebohrt. Die Bohrlöcher sind mit dolomitischem Kalk gefüllt.
- 0,1 m leicht zurückwitternder, orangegrauer, mittelspätiger Kalk, grau, leicht feinsandig.
- 3,4 m gelblich anwitternder, gut sortierter Oolith (Grainstone), im Bruch grauviolett.
- 0,45 m hellgrau anwitternder, spätiger Kalk mit einzelnen Ooiden, schwach quarzfeinsandig.
- 6,8 m bräunlich bis grauvioletter Oolith (Grainstone, selten Packstone), gut sortiert, lokal Gradierungen im cm-Bereich, flaserig gebankt.
- 0,2 m rötlichbraun anwitternder, spätiger, leicht siliziklastischer Kalk (Pack-, Wackestone) mit einzelnen dunkelbraunen und oft pyritisierten Ooiden.
- 1,5 m hellgrau bis rostbraun anwitternder, grobspätiger Oolith (Grainstone) mit kleinen, mäßig sortierten Fossiltrümmern. Die Untergrünze schneidet das Liegende diskordant ab.
- 3,9 m dünn gebankter, leicht zurückwitternder, spätiger Oolith mit Biogentrümmern (meist Bivalven), mürb, lokal mergelig, im Bruch dunkelbraun bis violett.
Im basalen Teil vollzieht sich ein Übergang zu sehr mürbem, schlecht zementiertem echinodermenspätigem oolithischen Kalk (Packstone) mit kleinen Pyritkonkretionen und ausgeprägten Stylolithbildungen.
- 0,2 m braungrau anwitternder, mergeliger, mittel- bis grobspätiger bioklastischer Sandkalk (Wackestone bis Packstone), mit einzelnen Ooiden, Echinodermen und kleinen Muscheln. Quarzgehalt zwischen 10 und 20 %.
- 6,1 m bräunlich anwitternder, mittel- bis grobspätiger, oolithischer Echinodermen-Biogentrümmer-Kalk (Packstone), vereinzelt mit gelblich anwitternden Dolomitschlieren und -fetzen. Flaserig gebankt. Ausgeprägte Kom-

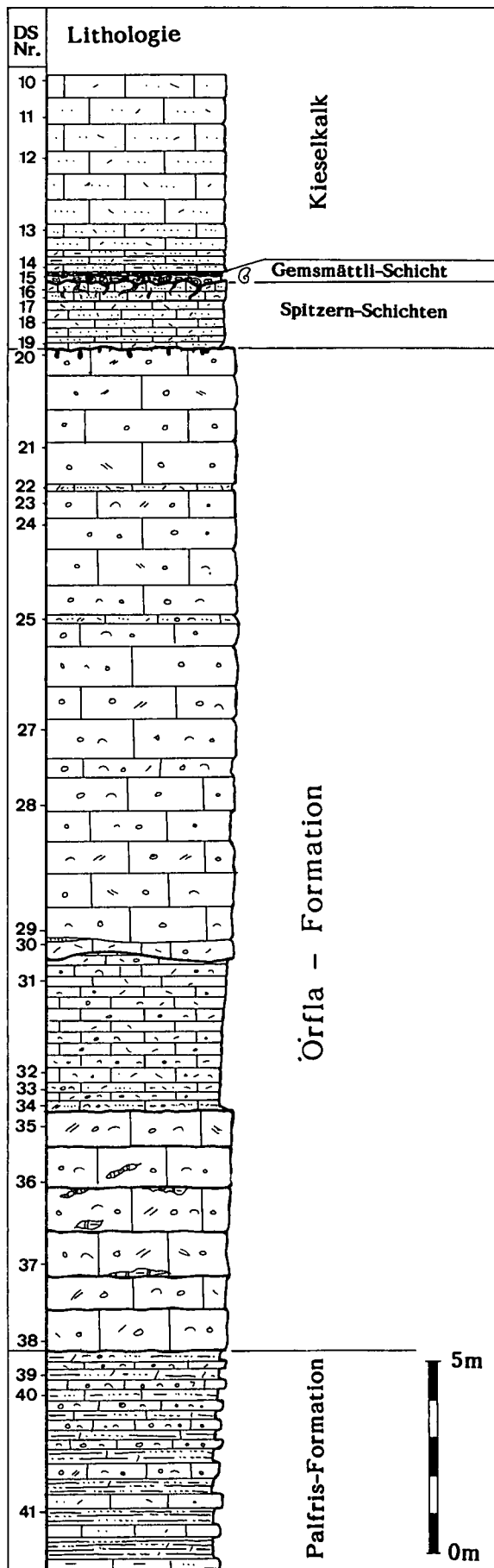


Abb. 8: Typusprofil der Oerfla-Formation in der Oerfla-Schlucht bei Götzis.

paktion (Stylolithbildungen) im obersten und basalen Teil führen zur Anreicherung von Echinodermen, Bivalven und Pyrit.

Palfris-Formation

2,0 m Regelmäßige Wechsellagerung von sandigen, schiefrigen, bioklastischen Mergeln (Wacke-, Packstone) mit 10 bis 20 cm starken, bräunlichen, mikritischen Kalkbänklein (Mud-, Wackestone) mit pyritisierten Ooiden und Fossiltrümmern.

15 + x m Wechsellagerung von graubraunen Mergelschiefen mit 5 bis 15 cm mächtigen, leicht sandigen Mergelkalen, wobei die Mergellagen dominieren.

Laterale Verbreitung und Mächtigkeit

Die Verbreitung der Oerfla-Formation beschränkt sich auf die nördlichen Kreidketten in Vorarlberg und Allgäu. Die größte Mächtigkeit erreicht die Oerfla-Formation am Breiterberg mit 150 m; in den faziell nördlichen Bereichen (Hohenems, Klien) liegt die Mächtigkeit um 100 m. Südlich der Linie Klaus – Schnepfau – Schönebach keilt die Formation aus. Westlich des Rheintales tritt die Oerfla-Formation nur in Rehag (nördlich Rüthi) auf; weiter westlich und südwestlich wird die Oerfla-Formation durch den oberen Öhrli-Kalk abgelöst (BURGER & STRASSER, 1982).

4.3.2. Fossilinhalt und Alter

Trotz dem großen Fossilreichtum (vgl. Faziestypen) ist die Oerfla-Formation arm an biostratigraphisch leitenden Fossilien. Das Alter der Oerfla-Formation kann jedoch gut durch die liegenden und hangenden Formationen eingegabelt werden.

Immerhin liegen direkte Datierungen von zwei Lokalitäten vor: Im Winterstauden-Gebiet bestimmte BETTENSTÄDT (Fossilliste in BLOCH, 1967: 31) im mittleren Teil der Oerfla-Formation eine Mikrofauna und stellte diese anhand der Ostrakoden (Protocytheren) ins tiefere Mittelvalendis (= jüngeres Berriasian).

Im nördlichen Faziesbereich (Hohenems, Klien) bestimmte ich das Alter des oberen Abschnittes der Oerfla-Formation mit einer reichen Algen-Flora und Foraminiferen-Fauna (Faziestyp 6):

Macroporella embergeri BOUROULLEC & DELOFFRE (biostratigraphische Verbreitung: Berriasian – Unter-Valanginian; AZEMA et al., 1977; DARSAC, 1983).

Pseudocymopolia jurassica DRAGSTAN (Portlandian – Berriasian; BASSOULLET et al., 1978).

Heteroporella lemmensis (BERNIER), (Kimmeridgian – Berriasian; BASSOULLET et al., 1978)

Pfenderina neocomiensis (PFENDER), (Ober Berriasian – Unter Valanginian; DARSAC, 1983)

Damit kann hier der oberste Abschnitt der Oerfla-Formation ins Ober Berriasian eingestuft werden.

4.3.3. Faziestypen und deren Interpretation

Eine schematische Gliederung der Plattform des osthelvetischen Schelfes während des jüngeren Berriasian sowie die Verbreitung der nachfolgend beschriebenen Faziestypen innerhalb dieser Plattform sind in Abb. 9 zusammengestellt. Da sich die Oerfla-Formation im Bereich des äußeren Plattformrandes mit der Palfris-Formation verzahnt und z. T. die selben Faziestypen aufweist, wurden die Faziestypen dieser beiden Formationen durchnummeriert. Bei der Beschreibung der folgenden Faziestypen beginne ich mit jenen, die im Bereich der Küste abgelagert wurden.

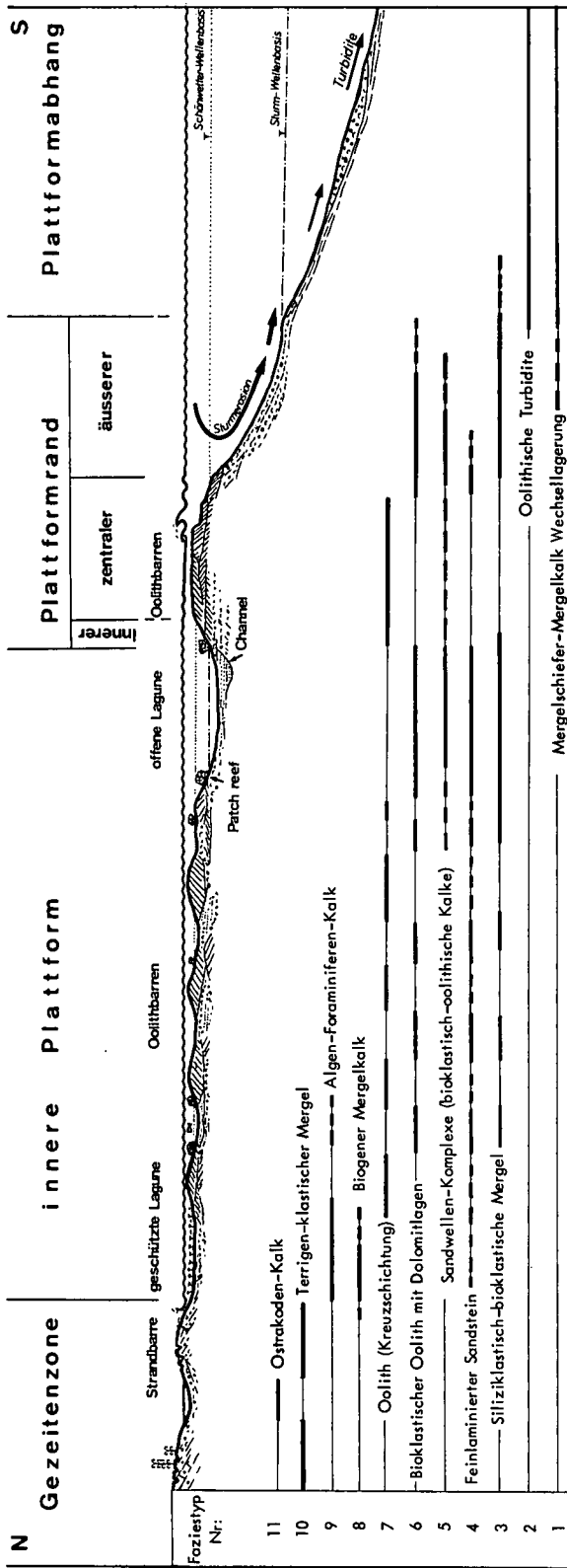


Abb. 9: Schematische Gliederung der Plattform des osthelvetischen Schelfes während des jüngsten Berrisian mit Verbreitung der ausgeschiedenen Faziestypen. Die Faziestypen 1 und 2 beschränken sich auf die Palfris, 4 bis 11 auf die Oerfla-Formation, Faziestyp 3 tritt in beiden Formationen auf.

Faziestyp 11: Ostrakoden-Kalk

Die Verbreitung der Ostrakoden-Kalk-Fazies beschränkt sich auf den nördlichen Faziesbereich (Ober Kliem, Hohenems).

Dieser nur wenige dm mächtige Faziestyp wird durch hellgrau anwitternde, im Bruch schwarze Ostrakoden-Kalke (Mudstone, Wackestone) charakterisiert. Im Dünnschliff sind neben dem dominanten Auftreten von glattschaligen Ostrakoden, prismatische Muschelbruchstücke, vereinzelt Bruchstücke von Characeen, verkohlte Pflanzenreste, rekrystallisierte Gastropoden, selten Ooide, kleine Knochenreste und Fischzähne (*Pycnodus* sp.) zu erkennen. Stellenweise wird das Gestein von syndesimentären Rissen durchzogen. Anhand der unterschiedlichen Spaltenfüllungen lassen sich zwei Rißgenerationen unterscheiden: eine ältere, die sich durch eine markante Häufung von kleinen prismatischen Schalenbruchstücken auszeichnet und eine jüngere, die aus einem fossilfreien, hellgrauen Mikrit besteht.

Der ostrakodenreiche Kalk geht gegen das Hangende unter Abnahme der Häufigkeit der Ostrakoden in einen hellen Biomikrit über, der vermehrt Muscheltrümmer mit prismatischen Schalenstrukturen und kleinen Gastropoden enthält.

Interpretation

Aufgrund des monomikten Ostrakoden-Kalkes müssen wir ein restriktives, brackisches Ablagerungsmilieu annehmen. Das seltene Auftreten von Characeen-Bruchstücken werten wir als Indiz für zeitweilige Verbindungen mit Süßwasserbereichen oder für Süßwasserzufluß in Lagunen. Die Ausbildung der syndesimen-

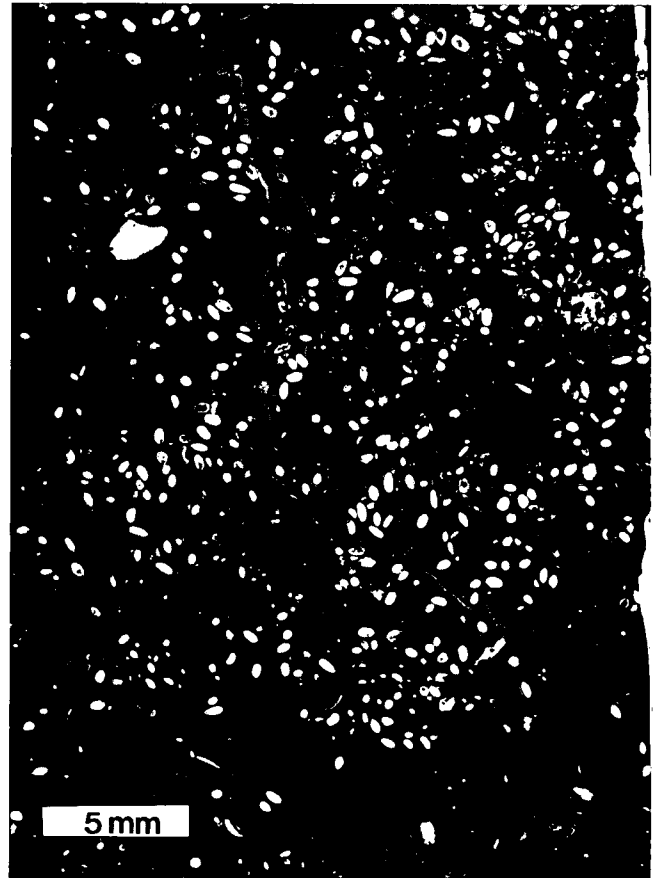


Abb. 10: Ostrakodenkalk-Fazies. Typisches Dünnschliffbild des monomikten Ostrakodenkalkes (Wackestone). Die dunkle mikritische Matrix wird von hellgrauen, mikriterfüllten, syndesimentären Spalten durchzogen.

tären Spaltenfüllungen lassen sich mit Trockenrissen vergleichen.

Das lokale, kleinräumig begrenzte Vorkommen der Ostrakoden-Kalke spricht für kleine, seichte und brakische Tümpel im Küstenbereich.

Eine an diesen Kalken durchgeführte Isotopenmessung ($^{18}\text{O} = -2,8\text{‰}$; $^{13}\text{C} = +0,9\text{‰}$) ergab diagenetisch überprägte Werte, welche sich kaum von den Isotopenwerten unterscheiden, die ich im selben Gebiet an Oolithen ($^{18}\text{S} = -3,19\text{‰}$; $^{13}\text{C} = +0,8\text{‰}$) und Dolomiten ($^{18}\text{O} = -1,58\text{‰}$; $^{13}\text{C} = +2,19\text{‰}$) durchgeführt habe.

Faziestyp 10: Terrigen-klastische Mergel

Graue bis olivbraune, quarzfeinsandige Mergel (Wackestones) und Mergelkalke (Wacke-, Packstone) mit ruditischen Lithoklasten und Bioklasten sowie Anreicherungen von verkohlten Pflanzenresten markieren diesen Faziestyp. Die Verbreitung beschränkt sich auf das nördliche Helvetikum (Hohenems, Klien) und setzt jeweils über verkarsteten, oder durch Omission gekennzeichneten Schichtoberflächen ein. Ebenso werden die Karstaschen im Liegenden von diesen terrigen-klastischen Mergeln erfüllt und zeigen Gradierungen und Feinschichtung.

Die geringmächtigen Mergel- und Mergelkalkabfolgen (0,1 bis maximal 2 m) setzen sich aus arenitischen und ruditischen Bioklasten zusammen. Der Quarzfeinsand tritt stets mit 1–5 % auf. Die mikritische bis mikrosparitische Matrix zeigt Bildungen von neomorphen Dolomitrhomboedern. Alle Komponenten sind mäßig bis stark abradiert, mikritisiert und randlich pyritisiert. Die ruditischen Bioklasten bestehen vorwiegend aus inkrustierenden Algen (Bacinellen, seltener Lithocodien). Daneben treten abgerollte *Pycnoporidium*-Klasten (Durchmesser bis 5 cm) auf, die vereinzelt angebohrt und von Serpuliden bewachsen sind. Als weitere Bioklasten liegen mikritisierte und abgerollte Trocholinen, Lituoliden, Algenbruchstücke, Echinodermen und Kalkschwämme vor. Als einzige autochthone und zugleich typische Alge in dieser Abfolge fand ich mehrmals:

Macroporella embergeri BOUROULLEC & DELOFFRE (Taf. II, Fig. 7,8) 1978 *Macroporella embergeri* BOUROULLEC & DELOFFRE; BASSOULET et al., Taf. 4, Fig. 3,4.

Makrofossilien sind selten, vereinzelt finden sich Austern, dünnschalige Pectiniden und Gastropoden. Die Sedimentstrukturen beschränken sich auf Bioturbationen.

Im Bergsturzgebiet von Ober Klien kann dieser Faziestyp, flächenhaft aufgeschlossen, in mehreren Sturzblöcken beobachtet werden. Es handelt sich um konglomeratische Abfolgen mit Oolith-Geröllen (Durchmesser bis 0,2 m) in einer schwarzen, feinquarzsandigen Mergelmatrix, die reich an kohligem Material und Pflanzenresten ist. Zwischen den Geröllen treten vereinzelt Austern auf, lokal sind die Austern auf den Geröllen aufgewachsen und bilden kleine Austernpflaster.

Interpretation

Die Zusammensetzung der Bio- und Lithoklasten, das häufige Auftreten von verkohlten Pflanzenresten, die ausgeprägte Abrasion und Oxidation der Klasten sowie die Verfüllung der Karstaschen mit diesen terrigen-klastischen Mergeln ist mit einem Ablagerungsmilieu im Gezeitenbereich vereinbar. Die in den Karstaschen auftretenden Feinschichtungen und Gradierungen sprechen für ein schubweises Eindringen bei unter-

schiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten, wie sie unter anderem bei Gezeiten-Überflutungen auftreten (AIS-SAOUI & PURSER, 1983).

Macroporella embergeri gilt als Anzeiger für brackisches Wasser (CONRAD, 1977: 297) und deutet damit auf brackische Lagunen im Küstenbereich hin. Das lokal lagenweise angereicherte kohlige Material betrachte ich als Strandgut. Dieses zusammen mit den aufgearbeiteten Oolith-Konglomeraten interpretiere ich als Indizien für einstige Strandlinien.

Faziestyp 9: Algen-Foraminiferen-Kalk

Hellgraue, bankige Kalke (Biointrasparite und -mikrite) mit Kalkalgen und Foraminiferen (v. a. Trocholinen) kennzeichnen diesen Faziestyp. Als weitere Komponenten treten Pelloide, Onkoide, Lithoklasten, Grapestones, Ooide, Gastropoden (*Trochonatica* sp., und hochkonische

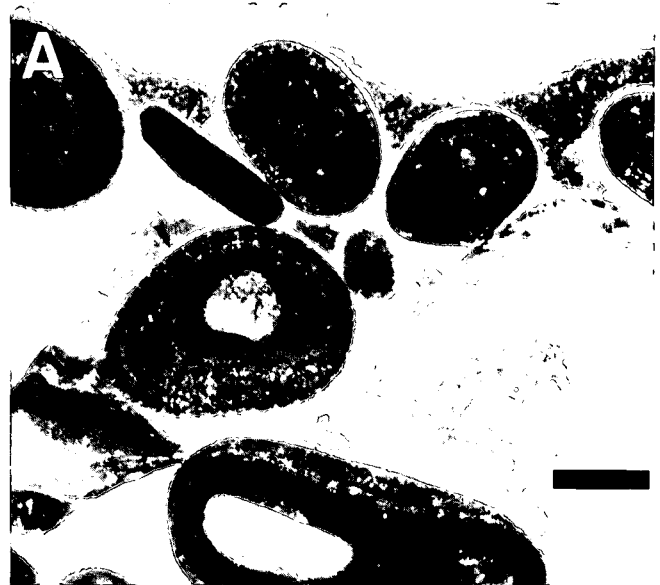


Abb. 11 A: Feinkörniges Internsediment liegt geopetal dem die Ooide umhüllenden frühdiagenetischen A-Zement (weißer Saum, mit Pfeilen markiert) auf. Der nicht vom Internsediment erfüllte Porenraum wird von Blockzement eingenommen. Balkenlänge 0,3 mm.

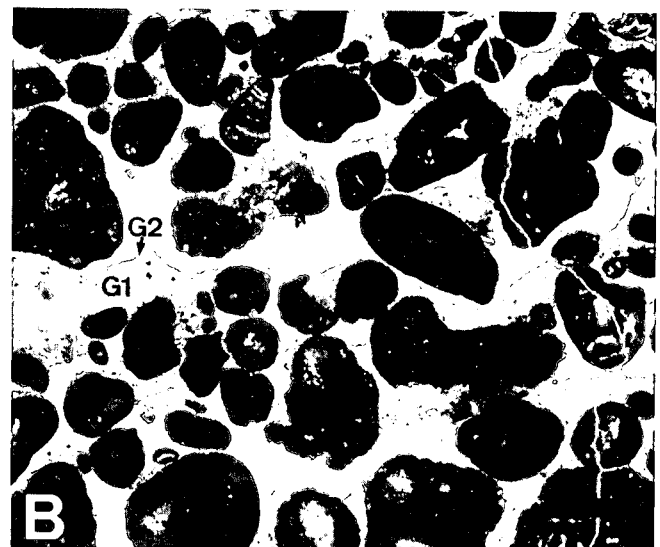


Abb. 11 B: Bioklastischer Grainstone im Liegenden eines Paläokarsthorizontes (83/3, Ober Klien). Zwei Generationen (G 1: hellgrau; G2: dunkelgrau) von Kristallsilt überlagern geopetal mit markantem Sanduhrgefüge die mikritisierten Bio- und Lithoklasten. Der A-Zement um die Komponenten ist nur spurenhafte erhalten. Balkenlänge 1 mm.

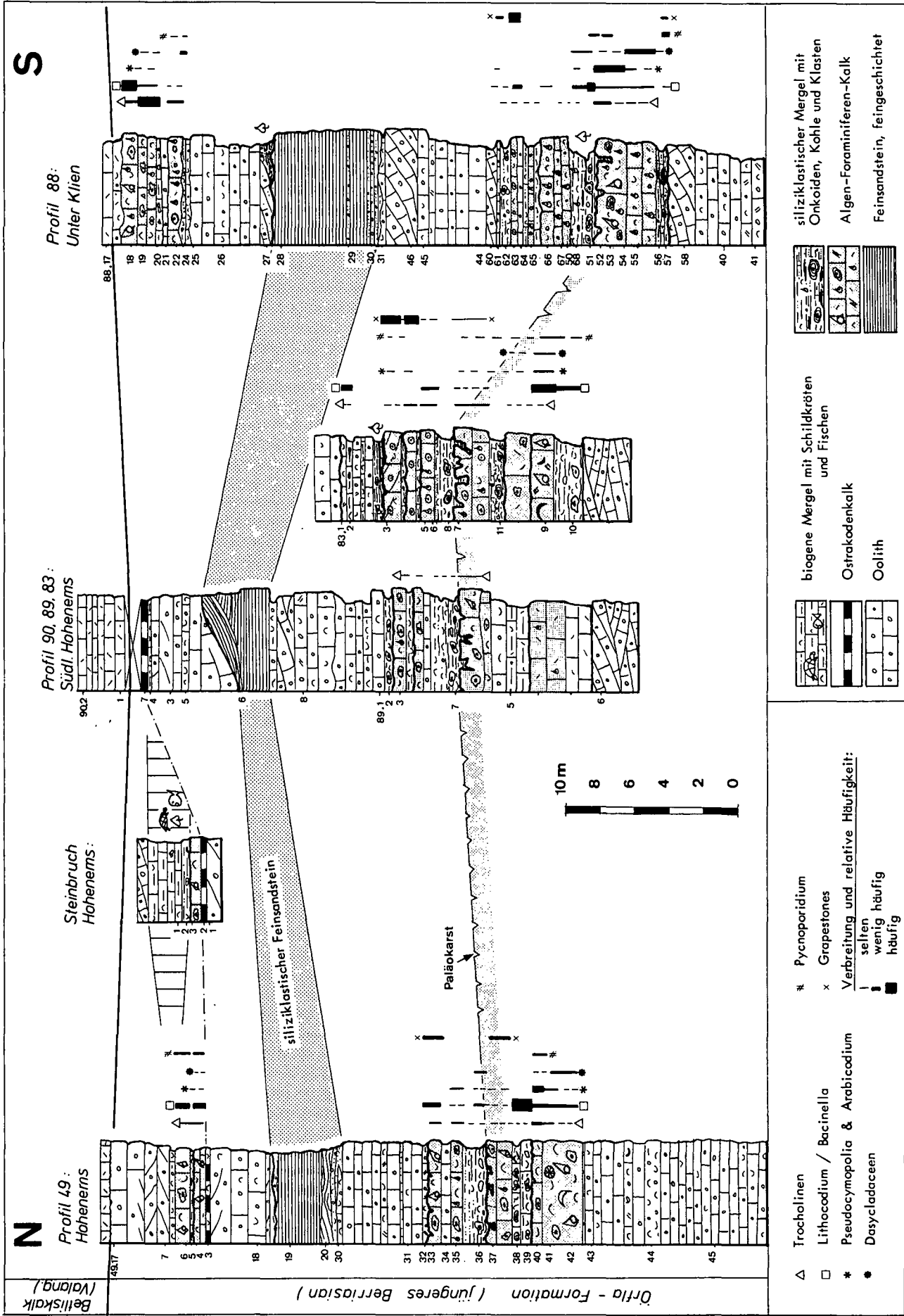


Abb. 12: Verbreitung der Algen-Foraminiferen-Kalke (Faziestyp 9) im Raume Hohenems – Klien.

Formen mit bis 5 cm Gehäusehöhe), Bivalven (u. a. *Trichites*), Echinodermen, Serpuliden, Korallen, Bryozoen und Kalkschwämme auf. Die Sortierung und Auswaschung ist sehr unterschiedlich, die Korngrößen liegen meist im arenitischen bis ruditischen Bereich (Wackestone bis Rudstone) und können lateral auf wenige Meter ändern. In gut sortierten Serien (Grainstone), mit stellenweise Schrägschichtungen, Wellen- und Strömungsrippeln dominieren Lithoklasten und Peloide. Algen und Foraminiferen treten in diesen Abschnitten jeweils signifikant zurück.

Internsedimente (vadoser Silt mit markantem Sanduhrgefüge, vgl. Abb. 13), Aragonitlösungen und ausgeprägte Paläokarsthorizonte auf den Bankoberflächen sind für die Algen-Foraminiferen-Kalke ein häufiges Merkmal.

Das Verbreitungsgebiet dieser Fazies beschränkt sich auf die Aufschlüsse von Klien und Hohenems (Hohenemser-Decke), ist aber auch durch die Bohrungen Kierwang 1 und Maderhalm 1 aus dem tieferen Untergrund bekannt.

Die Verbreitung der wichtigsten Algengruppen und Trocholinen in den Profilen von Klien und Hohenems ist unter Angabe der relativen Häufigkeit in Abb. 12 zusammengestellt.

Im Dünnschliff habe ich unter freundlicher Mithilfe von J. P. BECKMANN, Zürich, folgende Algen und Foraminiferen bestimmt:

Algen

- Cayeuxia elliotti* DRAGASTAN (Taf. III, Fig. 3)
- 1971 *Cayeuxia elliotti* n. sp.; DRAGASTAN Taf. 10, Fig. 1–4
- Cayeuxia atansiu* DRAGASTAN (Taf. III, Abb. 6)
- 1971 *Cayeuxia atansiu* n. sp.; DRAGASTAN Taf. 9, Fig. 9,10
- Cayeuxia cf. anae* DRAGASTAN (Taf. III, Fig. 5)
- 1978 *Cayeuxia anae* DRAGASTAN; DRAGASTAN Taf. 1, Fig. 16
- Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYAMA (Taf. I, Fig. 1–6)
- 1928 *Pycnoporidium lobatum* n. gen., n. sp.; YABE & TOYOMA Taf. 3, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 1–5; Taf. 5, Fig. 1
- 1970 *Pycnoporidium*; BOLLIGER & BURRI Taf. 7, Fig. 2

Trotz des nur seltenen Auftretens von Querwänden in den Filamentröhren (Tuben) sprechen die oft gebogenen Filamentröhren, sowie die stumpf- bis rechtwinkligen Abzweigungen (Taf. I, Fig. 1) für *Pycnoporidium* und unterscheiden sich dadurch wesentlich von *Cayeuxia*, welche einen viel regelmäßigeren, linear-fächerförmigen Aufbau und spitzwinklig gabelnde Filamentröhren besitzt.

- Heteroporella lemmensis* (BERNIER) (Taf. II, Fig. 4)
- 1978 *Heteroporella lemmensis* (BERNIER); BASSOULLET et al. Taf. 14, Fig. 1–4
- Arabicodium jurassicum* DRAGASTAN (Taf. III, Fig. 1,2)
- 1971 *Arabicodium jurassica* n. sp.; DRAGASTAN Taf. 6, Fig. 4–9
- Pseudocymopolia jurassica* DRAGASTAN (Taf. III, Fig. 7,8)
- 1981 *Pseudocymopolia jurassica* DRAGASTAN; DRAGASTAN (Taf. 9, Fig. 5)
- Diversocallis undulatus* DRAGASTAN (Taf. II, Fig. 3)
- 1969 *Diversocallis undulatus* n. sp.; DRAGASTAN Taf. 3, Fig. 1–3
- 1971 *Diversocallis undulatus* DRAGASTAN; MASSE & POIGNANT Taf. 2, Fig. 4,5
- Coptocampylodon lineolatus* ELLIOTT (Taf. II, Fig. 5, 6)
- 1963 *Coptocampylodon lineolatus* n. sp.; ELLIOTT Taf. 46, Fig. 4–6,8; Taf. 48, Fig. 2).
- Lithocodium aggregatum* ELLIOTT (Taf. IV, Fig. 1,2,6,8)
- 1972 *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT; SEGONZAC & MARIN Taf. 11, Fig. 1–3,5–8
- Pseudolithocodium carpaticum* MISIK (Taf. IV, Fig. 3–5)
- 1979 *Pseudolithocodium carpaticum* n. gen., n. sp.; MISIK Taf. 2, Fig. 2–8
- Bacinella irregularis* RADOICIC (Taf. IV, Fig. 1,6,7,8)
- 1975 *Bacinella irregularis* RADOICIC; DRAGASTAN Taf. 80, Fig. 1
- Marinella* sp. (Taf. II, Fig. 1)
- 1970 *Marinella* (PFENDER, 1939); BOLLIGER & BURRI, Taf. 8, Fig. 1
- Clypeina cf. jurassica* FAVRE (Taf. III, Fig. 4)
- 1978 *Clypeina jurassica* FAVRE; BASSOULLET et al., Taf. 4, Fig. 7

Foraminiferen

- Trocholina alpina* (LEUPOLD) (Taf. VI, Fig. 1,2,4,8)
- 1935 *Coscinocoelus alpina* n. gen., n. sp.; LEUPOLD & BIGLER Taf. 18, Fig. 1–11
- 1963 *Trocholina alpina* (LEUPOLD); GUILLAUME Taf. 4, Fig. 49–63
- Trocholina elongata* (LEUPOLD) (Taf. VI, Fig. 7)
- 1963 *Trocholina elongata* (LEUPOLD); GUILLAUME Taf. 5, Fig. 74–82)

Für die Bestimmung der Trocholinen wurden an 26 gut erhaltenen Exemplaren im Dünnschliff die Gehäusehöhe *h*, der maximale basale Durchmesser *d* und die Anzahl der Umgänge bestimmt. Die Meßergebnisse sind in Abb. 13 zusammengestellt, wobei die Gehäusehöhe *h* und das Verhältnis Gehäusehöhe/Durchmesser im Diagramm aufgetragen wurden. Trocholinen mit mehr als 7 Umgängen sind mit einem Stern markiert. Zum Vergleich sind in derselben Figur die Bereiche der von LEUPOLD (1937) definierten *T. alpina* und *T. elongata* eingezeichnet. Ebenso sind die von GUILLAUME (1963: 272) verwendeten Begrenzungen, die auf dem Verhältnis *h/d* beruhen, markiert. Aus der Verteilung unserer Trocholinenpopulation läßt sich eine Zuordnung zu *Trocholina alpina* (LEUPOLD; sensu PELISSIE & PEYBERNES 1982) herauslesen, wobei etwa die Hälfte unserer

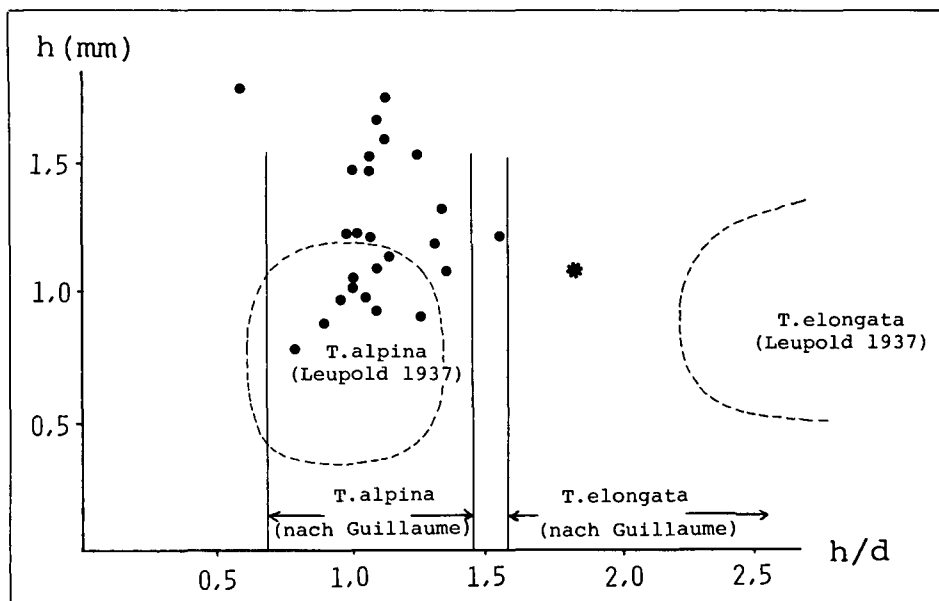


Abb. 13: Im Dünnschliff ausgemessene Trocholinenpopulation.

Formen sich durch eine größere Gehäusehöhe bei gleichbleibendem h/d-Verhältnis auszeichnet. Nur eine Form, die auch eine größere Anzahl von Umgängen besitzt, kann mit *T. elongata* verglichen werden, obwohl diese gegenüber dem Holotyp von LEUPOLD 1937 ein kleineres h/d-Verhältnis aufweist. Nach GUILLAUME (1962) ist aber eine Zuordnung zu *T. elongata* (LEUPOLD) vertretbar.

- Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC (Taf. VI, Fig. 10)
1975 *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC; DRAGASTAN Taf. 83, Fig. 2
- Pseudocyclammina* sp. (Taf. VI, Fig. 5)
1975 *Pseudocyclammina* aff. *lituus* (YOK.); DRAGASTAN Taf. 47, Fig. 2,3
- Everticyclammina* sp. (Taf. VI, Fig. 3,6)
1975 *Everticyclammina* aff. *elegans* REDMOND; DRAGASTAN Taf. 52, Fig. 3
- Ammobaculites* sp. (Taf. VI, Fig. 11)
1980 *Ammobaculites* gen.; ARNAUD-VANNEAU p. 317
- Arenobulina* sp. (Taf. V, Fig. 1,14)
1980 *Arenobulina* aff. *corniculum* n. sp.; ARNAUD-VANNEAU Taf. 82, Fig. 3–8
- Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNES (Taf. V, Fig. 5)
1980 *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNES; ARNAUD-VANNEAU Textfig. 121, Taf. 76, Fig. 4,6
- Nautiloculina cretacea* PEYBERNES (Taf. V, Fig. 3, 4)
1980 *Nautiloculina cretacea* PEYBERNES; ARNAUD-VANNEAU Textfig. 121, Taf. 76, Fig. 4, 6)
- Pfenderina neocomiensis* (PFENDER) (Taf. V, Fig. 9)
1983 *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER), DARSAC Taf. 8, Fig. 1–5
- Nubeculariidae* gen. (Taf. V, Fig. 7, 11, 13)
1983 *Nubeculariidae* gen. ind. sp. B; DARSAC Taf. 6, Fig. 18–20
- Pseudotriloculina* sp. (Taf. V, Fig. 2)
1980 *Pseudotriloculina* n. sp. 2; ARNAUD-VANNEAU Taf. 18, Fig. 48–51
- Hechtina* sp. (Taf. V, Fig. 12)
1983 *Hechtina praeantiqua* BARTENSTEIN; DARSAC Taf. 6, Fig. 4
- Sigmoilina* sp. (Taf. V, Fig. 8, 16)
1983 *Sigmoilina* sp.; DARSAC Taf. 6, Fig. 4
- Quinqueloculina* cf. *robusta* NEAGU (Taf. V, Fig. 6)
1980 *Quinqueloculina robusta* NEAGU, ARNAUD-VANNEAU Taf. 85, Fig. 17
- Dentalina weigeltiformis* (MICHAEL) (Taf. V, Fig. 10)
1971 *Dentalina weigeltiformis* (MICHAEL); FUCHS p. 19 Taf. 4, Fig. 12, 25

Interpretation

Als Ablagerungsraum für die Algen-Foraminiferen-Kalke nehmen wir aufgrund der lateral und vertikal schnell wechselnden polymikten Zusammensetzung und Sortierung der Bioklasten, sowie der unterschiedlichen Auswaschung (Wackestone bis Grainstone) einen kleinräumig gegliederten Meeresboden im oberen Subtidal (CONRAD, 1977: 297) in geschützten, lagunären Bereichen (FLÜGEL, 1978: 265) mit geringer bis mäßiger Wasserbewegung an. Die Verteilung der wichtigsten Algengruppen in Abb. 12 zeigt deutlich, daß keine systematische oder sich repetierende Entwicklung von bestimmten Faunenassoziationen vorliegt. Die vereinzelt vorhandenen bioklastischen Pelsparite und Grapestones mit Schräg- und Rippelschichtung zeigen lokal erhöhte Turbulenzen und Strömungen an. Das vereinzelt massenhafte Auftreten von Trocholinen ist ein Hinweis auf stärkere Turbulenzen (PELLISSIE & PEYBERNES, 1982) und damit auf Barrennähe.

Für Küstennähe spricht die geringe Mächtigkeit der Algen-Foraminiferen-Kalkabfolgen und die durch Karst oder Omission gekennzeichneten Schichtoberflächen, die jeweils von siliziklastisch-terrigenen Mergeln (Faziestyp 2) überlagert werden. Für die Abfolgen mit vermehrt terrigenem Detritus und agglutinierenden Foraminiferen nehmen wir direkt dem Küstenbereich vorgelagerte Lagunen an. Für die an Kalkalgen reichen Abfol-

gen, wo der terrigene Detritus signifikant zurücktritt, nehmen wir Bereiche innerhalb der Lagune an, die durch kleine, der Küste vorgelagerte Barren geschützt waren und den Zufluß von terrigenem Detritus verhinderten.

Faziestyp 8: Biogener Mergelkalk

Makroskopisch handelt es sich um hellgraue, feinspätige Mergel und Mergelkalke mit dünnchaligen Bivalven, Fischzähnen und Schuppen, Meeresschildkröten und vereinzelt Pflanzenresten.

Im Dünnschliff liegt ein quarzfeinsandiger (um 5 %) bioklastischer Wackestone vor. Die mikritische bis mikrosparitische Matrix ist größtenteils von idiomorphen Dolomithromboedern durchwachsen. An Bioklasten treten auf: Echinodermen, stark pyritisierte und zerbrochene Foraminiferen (*Pseudocyclammina* sp.), Brachiopoden, stark mikritisierte Algen, Ostrakoden und vereinzelt Pe-loide. Nur die Echinodermen und prismatischen Muschelbruchstücke, die lokal angehäuft auftreten, weisen keine Mikritränder und Pyritisierungen auf. Bioturbationen wurden nicht beobachtet.

Die Verbreitung dieses Faziestyps ist sehr lokal und beschränkt sich auf das Gebiet des alten, aufgelassenen Steinbruchs nördlich von Hohenems und ist dort als markantes, ca. 2 m starkes Mergelband im unteren Drittel der Felswand erkennbar. Im eingezäunten Areal des Steinbruchs sind die biogenen Mergelkalke in der dort versackten Felspartie zugänglich (Vorsicht vor Steinschlag). Folgende Makrofossilien wurden gefunden:

- Modiolus carteroni* (d'ORB.)
1843 *Mytilus carteroni* d'ORB.; d'ORBIGNY p. 266, Pl. 337, Fig. 5,6
- Camptonecles arzierensis* (DE LORIOL)
1868 *Pecten arzierensis* DE LORIOL; DE LORIOL p. 47, Pl. 4, Fig. 3–5
- Terebratuliden
Gastropoden
Equisetum sp.
Sphenolepsis sp. (det. R. HANTKE, Zürich)
Pycnodus münsteri AGASSIZ (Kieferreste mit Zähnen)
1858 *Pycnodus münsteri* AG.; PICTET Pl. 8, Fig. 21–23
Meeresschildkröten (Panzerplattenbruchstücke; det. H. RIEBER, A. HÜNERMANN, Zürich)

Unter den Makrofossilien dominieren die dünnchaligen *Camptonecles arzierensis*, *Modiolus carteroni* und die Terebratuliden.

Alle in der Vorarlberger Naturschau, Dornbirn, aufbewahrten und ausgestellten Fossilien der „unteren Mergellage“ stammen aus diesem Horizont und wurden während des damaligen Abbaues von S. FUSSENEGGER aufgesammelt.

Interpretation

Als Ablagerungsort nehmen wir für die biogenen Mergelkalke eine geschützte Lagune in Küstennähe unter der Normalwellenbasis an. Das vermehrte Auftreten von Brachiopoden (Terebratuliden) ist ein Hinweis auf normal marine Verhältnisse. Dem gegenüber kann das relativ häufige Vorkommen der dünnchaligen *Modiolus*-arten eher ein Hinweis auf brachyhalines Ablagerungsmilieu (FÜRSICH, 1981: 211) sein.

Für Küstennähe und ein ruhiges Ablagerungsmilieu spricht die gute Erhaltung der Pflanzenreste und der siliziklastische Detritus. Ebenso bildet die Häufigkeit von *Pycnodus*-Zähnen und Kieferresten, Schuppen sowie Panzerplatten von Meeresschildkröten ein Hinweis auf sehr geringe Turbulenzen und Strömungen. Eine Zusammenschwemmung der Fossilreste ist aufgrund der

gleichmäßigen Verteilung der Fossilreste im Sediment unwahrscheinlich. Das Fehlen von Feinschichtungen und die gleichmäßige Verteilung des Quarzfeinsandes führen wir auf den wühlenden Benthos zurück.

Faziestyp 7: Oolith (kreuzgeschichtet)

Die gebankten Oolithe (Oosparite, Grainstone) wittern bräunlich an; die Ooide zeigen eine gut bis sehr gute Sortierung, Gradierungen im mm- und cm-Bereich sind häufig. An charakteristischen Sedimentstrukturen treten auf: asymmetrische Strömungsrippel, bipolare Schrägschichtungen (herringbone crossbedding), Großrippelschichtung (L bis 10 m, H 1–2 m) und große Schrägschichtungen (H bis 2 m).

Im Dünnschliff liegt ein gut sortierter Oosparit (Grainstone) vor, die blondbraunen, fleckigen Ooidschalen weisen radiale und tangential Schalenstrukturen auf und sind vereinzelt randlich mikritisiert. Die mittlere Korngröße der Normalooide (= Mehrfachooide [FLÜGEL, 1978]) liegt zwischen 0,6 und 0,7 mm, ovale und längliche Ooide mit ruditischen Schalenbruchstücken als Kern können bis 3,5 mm erreichen. Als Nuclei liegen, soweit bestimmbar, folgende Komponenten vor: Echinodermen und Bivalven, seltener Foraminiferen (Lenticulinen, Milioliden, Trocholinen), Kalkspongien, Serpuliden, kleine Gastropoden, Algen (*Cayeuxia*, Dasycladaceen), mikritische Lithoklasten und Bruchstücke von Ooiden.

Neben den Ooiden, die bis zu 95 % der Komponenten ausmachen können, treten vereinzelt abgerollte Lithoklasten (Bio-Oosparite, Biomikrite), Pelloide, randlich mikritisierte Bioklasten (Echinodermen, Bivalven, Gastropoden) und benthonische Foraminiferen auf.

Interpretation

Bipolare Schrägschichtungen (herringbone crossbedding) sind ein Hinweis auf periodisch wechselnde, gegenläufige Strömungsrichtungen im Gezeitenbereich. Die Gradierungen der Ooide beruhen auf wechselnden Strömungsgeschwindigkeiten und werden zusammen mit Strömungsrippeln von HARRIS (1979) rezent im „mobile fringe“ auf den Bahamas in 2 m Wassertiefe beschrieben. Das Fehlen von Mikrit in der Grundmasse ist ein Indiz für ständige Turbulenzen und Strömungen. Die großen Schrägschichtungen (dunes) lassen sich als kleine Oolithbarren interpretieren (HAYES, 1980).

Aufgrund der vorliegenden Sedimentstrukturen und der Zusammensetzung der Ooide nehmen wir für diese Oolithabfolgen mit Kreuzschichtungen ein Ablagerungsmilieu im untiefen Subtidal (1 bis max. 4 m Wasser-



Abb. 14: Kreuzgeschichtete Oolith-Sequenz am Sonderberg, inversliegend.

tiefe), im hochenergetischen Bewegtwasserbereich mit Gezeitenströmungen und geringem Wellengang an.

Faziestyp 6: Bioklastischer Oolith mit Dolomitlagen

Merkmal dieser Fazies sind gebankte, bioklastische Oolithe und oolithische Biogenrümmerkalke, oft mit ausgeprägter Bioturbation, wobei die Bioturbationshöhlräume oft mit gelbverwitterndem, im Bruch grauem Dolomit (Mikrit) erfüllt sind. Die Schichtoberflächen können eine geringmächtige, stylolithisierte Schillage aufweisen oder durch eine Anreicherung von Hämatit, Pyrit, Ankerit oder dünnen Dolomitlagen gekennzeichnet sein. Zwischen die oolithischen und bioklastischen Bänke schalten sich vereinzelt Dolomitsequenzen mit detritischem Quarzfeinsand mit Linsen- und Flaserschichtung ein.

Innerhalb dieser, in der Oerfla-Formation dominierenden Fazies lassen sich drei markante Lithologien unterscheiden, die lateral und vertikal auf kürzeste Distanzen ineinander überleiten bzw. einander ablösen können.

a) Bioklastischer Oolith (Grainstone, Packstone)

Mäßig bis gut sortierter bioklastischer Oolith mit Fein- und Schrägschichtungen im mm- bis cm-Bereich; die Bankoberflächen weisen symmetrische und asymmetrische Rippelmarken (L = 9–12 cm; H = 1,5–2 cm) auf, lokal aber auch hummocky-Schrägschichtungen (HARMS, 1983). Vereinzelt treten Lithoklasten (u. a. Dolomitgerölle) und detritischer Quarz und oft abgerollte, ruditische Bioklasten auf. Die Ooide zeigen häufig deutliche Abrasionen und sind vereinzelt pyritisiert und von kleine Serpuliden bewachsen.

Die Bankoberflächen werden oft von einer rostbraunen, dolomitischem-ankeritischen Lage überzogen und weisen meist intensive Bioturbationen auf, welche in die Bank hinuntergreifen und von gelbverwitterndem Dolomit (Mudstone) erfüllt sind.

b) Oolithischer Biogenrümmerkalk (Packstone, Rudstone)

Die schlecht sortierten, arenitischen und ruditischen Biogenrümmerkalke setzen sich zusammen aus: Austern (*Arctostrea rectangularis* (ROEM.), *Exogyra couloni* (d'ORB.), *Neogyra* sp., Rhynchonelliden (*Lamellaerhynchia* sp.), Terebratuliden, Kalkschwämmen, Bryozoen, Korallen, Echinodermen, Gastropoden und Foraminiferen sowie Peloiden, Lithoklasten (Durchmesser bis einige dm) und Ooiden, welche meist leicht, vereinzelt auch ganz pyritisiert sind. Die meisten Komponenten zeigen eine deutliche Abrasion. Hauptsächlich die Echinodermen und Gastropoden besitzen randliche Mikritsäume. Gradierungen von Ooiden und Bioklasten sind selten beobachtbar. Ruditische Bänke (einige cm bis max. 2 m mächtig) können einen rinnenförmigen Querschnitt haben und Schrägschichtungen besitzen, lateral an Mächtigkeit verlieren und auf kurze Strecken auskeilen. Die Bankunterseite zeigt oft ausgeprägte Erosion ins Liegende. Ein weiteres charakteristisches Merkmal der ruditischen Abfolgen ist die dachziegelartige Einregelung der Bivalven verbunden mit großen, meist zementierten oder von Mikrit erfüllten Hohlräumen.

c) Dolomit (Mudstone, Wackestone)

Gelb bis orange anwitternder, im Bruch hellgrauer, feinkörniger Dolomit tritt in geringmächtigen Lagen, als Schlieren oder Fetzen auf Bankoberflächen auf und

verfüllt Bioturbationshohlräume. Fossilien fehlen, oder sind eingeschwemmt. Im Dünnchliff liegen idiomorphe oft ineinander verwachsene Dolomithomboeder vor. Vereinzelt im Dolomit „schwimmende“ Ooide zeigen idiomorphe Dolomithomboeder, welche die Schalenstrukturen der Ooide durchwachsen.

In mächtigeren, mikritischen Dolomitabfolgen schalten sich siliziklastische Feinsande oder bioklastische Oolithe ein mit markanten Linsen- und Flaserschichtungen. Aufgrund der Zusammensetzung können zwei Typen unterschieden werden:

- Dolomit mit „oolithischen“ Rippeln
Die einzelnen Rippeln werden aus gut sortierten Ooiden (Grain-, Packstone) aufgebaut und bilden symmetrische und asymmetrische Rippeln (L: 15–20 cm, H: 1–2 cm). Oberflächlich können die Rippeln von einer dünnen, ruditischen Fossillage bedeckt sein, wobei die Bivalven mit der konvexen Seite nach oben liegend eine mäßige Sortierung aufweisen.
- Dolomit mit „siliziklastischen“ Rippeln
Im Gegensatz zu den Oolith-Rippeln sind jene mit siliziklastischer Zusammensetzung kleiner (L: 4,5 bis 8 cm; H: 0,5 bis 1,5 cm) und besitzen ausgeprägte Sedimentstrukturen. Linsenschichtung (lenticular bedding), isolierte und verbundene Rippel; asymmetrische und symmetrische Strömungs- und Wellenrippel können lateral und vertikal über wellige Wechsel-schichtung (wavy bedding) in Flaserschichtung (flaser bedding) übergehen (Abb. 15).

Interpretation

Die bioklastischen Oolithe und ruditischen Biogen-trümmerkalke werden aufgrund der Sedimentstrukturen (Übergang von Strömungs- zu Wellenrippeln, Hummocky-Schrägschichtung, Gradierung und Sortierung, rinnenförmigem Bankquerschnitt und Schrägschichtungen) als Sturmablagerungen (Tempestite; AIGNER, 1982) unter der Normal- aber über der Sturm-Wellenbasis (HAMS et al., 1982) interpretiert. Die dolomitischen Schlieren auf den Schichtoberflächen und die darunter-

folgenden mit mikritischem Dolomit verfüllten Bioturbationsräume zeigen, daß zwischen den einzelnen Sturmereignissen Ruhephasen mit Karbonatschlamm-Sedimentation (karbonatischem Hintergrundsediment) in leicht restriktivem Milieu herrschten. Die Intensität der Bioturbation in den einzelnen Bänken widerspiegelt den relativen Zeitumfang der einzelnen Ruhephasen zwischen den Sturmereignissen. Mit Einsetzen der durch Stürme bedingten Bodenströmungen und Turbulenzen wurde je nach Intensität des Wellenganges der feinkörnige Karbonatschlamm, der frühdiagenetisch dolomitierte (STRASSER, 1979: 100), ganz oder teilweise erodiert. Die Dolomitsequenzen mit oolithischen und siliziklastischen Strömungs- und Wellenrippeln mit Flaser- und Linsenschichtung wurden in etwas geschützteren Bereichen, in denen geringere Bodenströmungen vorlagen, abgelagert und können als Sedimente des untiefen Subtidals (REINECK & SINGH, 1980: 115) angesprochen werden.

Aufgrund der Zusammensetzung und Sortierung der einzelnen Tempestitabfolgen läßt sich das jeweilige Einzugsgebiet der Tempestite skizzieren. Für die bioklastischen Oolithe nehmen wir aufgearbeitete und umgelagerte Oolithbarren an. Die ruditischen Biogen-trümmerkalke reflektieren hingegen mehrere Ablagerungsbereiche. Für die mit Kalkschwämmen angereicherten Abfolgen können als Einzugsgebiet, verglichen mit rezenten Kalkschwammvorkommen auf den Bahamas (WIEDENMAYER, 1978), Bereiche des untiefen Subtidals, mit weniger als 4 m Wassertiefe (POKORNY, 1958) hinter den oolithischen Barren angenommen werden. Das massenhafte Auftreten von Austern (*Arctostrea rectangularis*) spricht für Bereiche mit schlammigen Böden. Das z. T. massenhafte Vorkommen von pyritisierten Ooiden und kleinen Bioklasten ist ein Hinweis auf Erosion und damit verbundene Freilegung und Umlagerung tieferliegender Schichthorizonte mit reduzierendem, leicht euxinischem Milieu im Sediment.

Symmetrische, welleninduzierte Rippel, welche Strömungsrippel überlagern, eignen sich für die Bestimmung der Wassertiefe während der Sedimentation.



Abb. 15: Siliziklastische Feinsand-Rippelabfolgen in Dolomitsequenzen. Über symmetrischen Rippeln (sR) mit herringbone-Kreuzschichtung folgt Linsenschichtung (lenticular bedding) mit isolierten (iR) und verbundenen (vR) Rippeln. Die Sedimentstrukturen werden oft durch Bioturbation verwischt.

Ausgehend von der Rippelhöhe, -länge und der mittleren Korngröße lassen sich nach DIEM (1985) die maximale Wassertiefe und die Wellenhöhe ableiten. Messungen an symmetrischen Oolith-Rippeln, die über Strömungsrippeln folgen, und von einer dünnen Dolomitlage überzogen sind (vgl. Abb. 16C) lieferten folgende Werte: L: 11,5 cm; H: 1,5 cm; mittlerer Ooiddurchmesser 0,5 mm. Mit DIEM (1985) kann für diese Oolith-Rippeln eine maximale Ablagerungstiefe von 4 m, (Wellenhöhe 1,3 m) bestimmt werden. Für die siliziklastischen Rippeln in den Dolomitse-

quenzen (L: 8 cm, H.: 0,9 cm; Korngröße um 0,12 mm) ergeben sich maximale Ablagerungstiefen von 10,5 m.

Diese Ergebnisse bestätigen, daß die Dolomitsequenzen in tieferen, geschützteren Bereichen sedimentiert wurden als die Oolithbänke mit dolomitischen Schlieren. Die Erhaltung der oolithischen Wellenrippeln, die in weniger als 4 m Wassertiefe abgelagert wurden, sind ein Indiz, daß die Normal-Wellenbasis in diesen Ablagerungsbereichen in weniger als 4 m Wassertiefe lag.

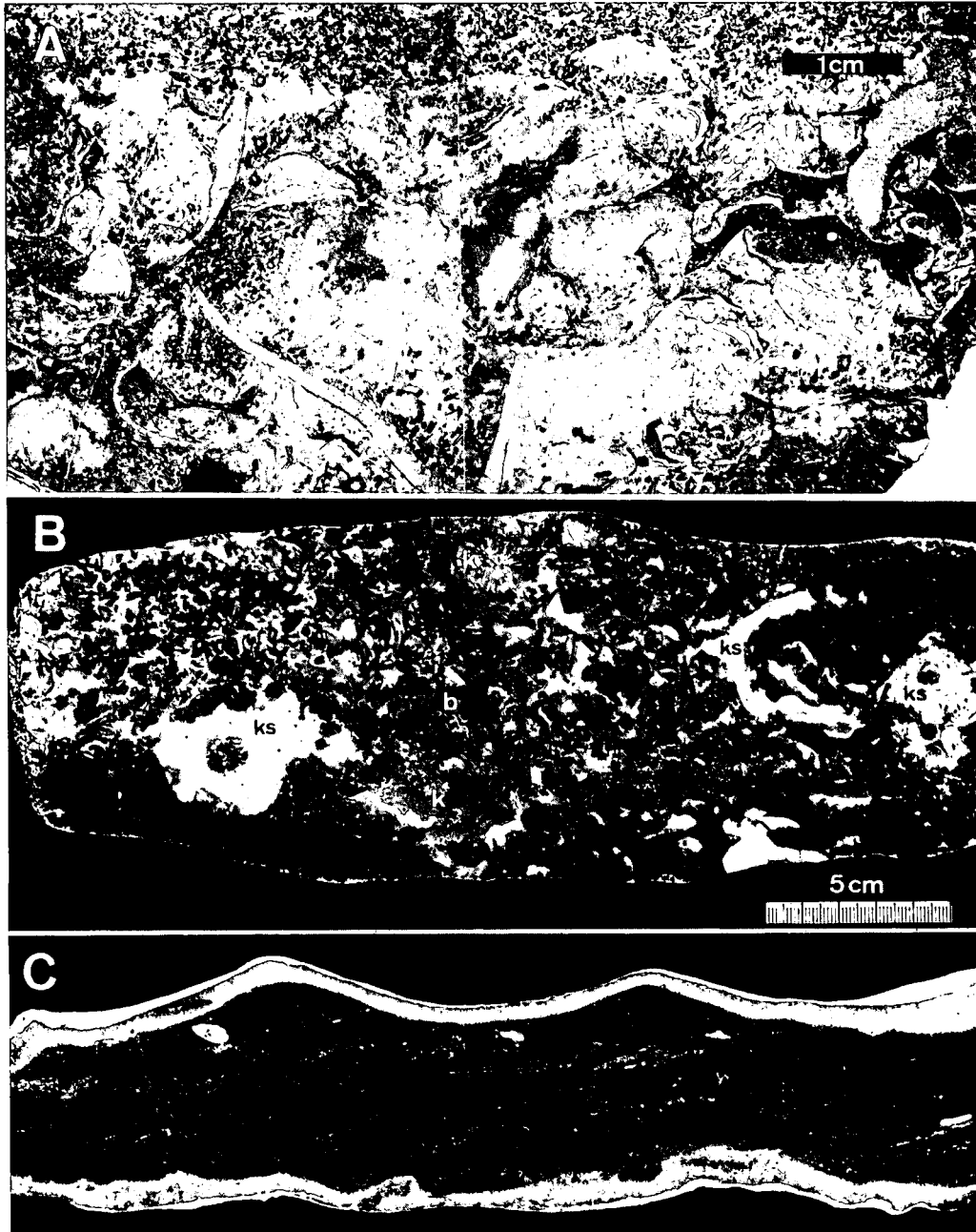


Abb. 16: „Proximale“ Sturmablagerungen (Tempestit).

- A) Beispiel einer geringmächtigen, rudistitischen Tempestit-Ablage in gut sortiertem Oolith. Die schlecht sortierten, konkav liegenden Bioklasten (Mollusken, Brachiopoden) werden geopetal von Ooiden, kleinen Bioklasten und Mikrit erfüllt. Die konvex liegenden Bivalven sind sparitisch auskristallisiert. Groß-Dünnschliff A8, Melisberg.
- B) Austern-Kalkschwamm-Tempestit. Diese schlecht sortierte, bioklastische Bank setzt sich vorab aus Austernbruchstücken und Kalkschwämmen (ks) zusammen. Daneben treten vermehrt Korallen (k) und Bryozoen (b) auf. Die dunklen Bereiche im angeschliffenen Handstück sind auf das vermehrte Auftreten von pyritisierten Ooiden zurückzuführen. Die primären Hohlräume sind mit weißem Kalzit auskristallisiert, ansonsten liegt eine mikritische Matrix vor. Melisberg 87/1.
- C) Gut sortierter Oolith. Symmetrische Wellenrippeln überlagern flache Schrägschichtung. Der helle randliche Saum beruht auf der peripheren Verwitterung des Handstückes.

Faziestyp 5: Sandwellen-Komplexe (bioklastisch-oolithische Kalke)

Kennzeichen dieser Fazies sind bioklastische und oolithische Sandwellen (TEYSSEN, 1983: 75; engl.: sand-wave [ALLEN, 1980]) mit mittel- bis großdimensionalen Schrägschichtungen. Die Höhe der Sandwellen liegt zwischen 2 und 6 m, die Verbreitung beschränkt sich vor allem auf das Winterstauden-Gebiet. In allen beobachteten Sandwellen liegen nach Süden einfallende Schrägschichtungen vor.

Nördlich der Hohen Kirche (Profil 125) erreicht die größte Sandwelle 6 m Höhe (Abb. 17, 18A) und läßt sich gegen Westen auf über 500 m verfolgen. Die Lee-seite ist steil und zeigt einen Böschungswinkel um 30° auf. Die Foresets (0,2–0,5 m mächtig) fallen meist parallel zueinander bis zum Böschungsfuß hin ein und gehen in geringmächtige, flache Megarippeln (L: 1,2–2 m; H: 0,08–0,12 m) über. Innerhalb der Schrägschichtungen treten vereinzelt irreguläre, erosive Horizonte auf. Die einzelnen Foresets weisen einen linsenförmigen bis rinnenartigen Querschnitt auf und bestehen jeweils aus mehreren (2 bis 5?) gradierten, 3 bis 25 cm starken Abfolgen, welche hauptsächlich im Bereich des Böschungsfußes ruditische Bioklastenpflaster (Echinodermen, Bryozoen, Serpuliden, Gastropoden, Spongien, Hydrozoen und Foraminiferen) mit Lithoklasten (meist Oosparite), Peloiden und Ooiden aufweisen (Abb. 20).



Abb. 17: Großdimensionale, südvergente Schrägschichtung (oberer Sandwellen-Komplex) innerhalb der Oerfla-Formation. Blick gegen Osten in die Nordwand der Hohen Kirche.

Mikrit tritt nur vereinzelt im Porenraum auf. Mikritlagen (muddrapes) wurden nicht beobachtet. Vereinzelt treten im unteren Teil der Schrägschichtung Megarippeln auf, die den Böschungsfuß hinaufkriechen. Im Hangenden dieser großdimensionalen Schrägschichtung folgt eine 2 m mächtige Serie mit Megarippeln (L: 10–12 m; H: 1–2 m). Im Gegensatz zu den liegenden oolithisch-bioklastischen Abfolgen ist siliziklastischer Feinsand vorhanden. Im selben Gebiet sind in stratigraphisch tieferem Niveau (Profil 125) zwei weitere, ca. 2 m mächtige Sandwellen (Abb. 18C) anstehend. Im Gegensatz zu den großdimensionalen Schrägschichtungen zeigen diese rhythmische Schwankungen der Foresets-Mächtigkeiten. Der Böschungsfuß ist sehr flach, die mächtigeren Foresets schneiden die dünneren erosiv ab. Die Obergrenze der Sandwelle wird durch eine sedimentäre Diskordanz gebildet.

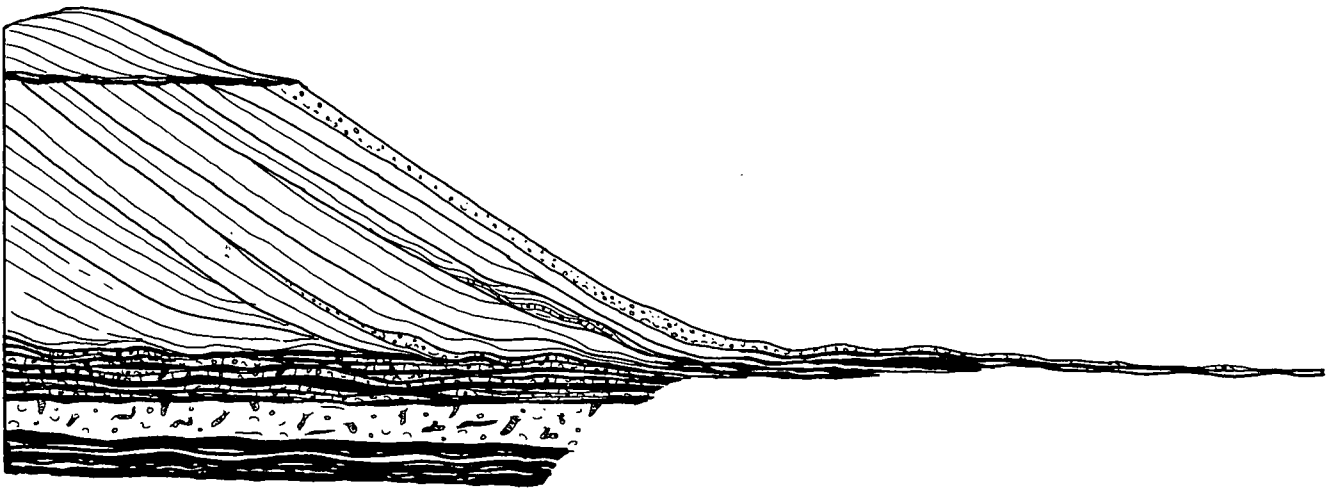
0,5 km nordwestlich der Winterstauden (Profil 64), wie auch im oberen Teil der versackten Partie nördlich des Winterstaudengipfels bauen sich die Sandwellen (Fig. 18B) aus mehreren Megarippeln auf. Die einzelnen Foresets innerhalb der Megarippeln nähern sich asymptotisch der durch Erosion gezeichneten Oberfläche der liegenden Megarippeln, wobei die Grenzflächen zwischen den Megarippeln mit 5–10° gegen Süden einfallen. Vereinzelt konnten im Basisbereich der Foresets dünne Mikritlagen (muddrapes?) beobachtet werden.

Interpretation

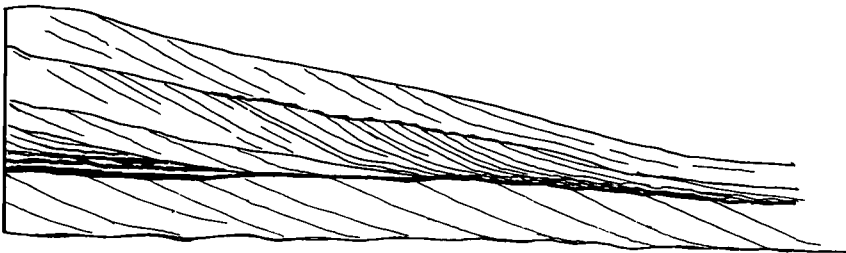
Die großen Böschungswinkel (um 30°) in den großdimensionalen Schrägschichtungen zeigen, daß die Ablagerung der Bioklasten, Peloiden, Ooide und Lithoklasten bei niedriger Strömungsgeschwindigkeit (Mc KEE, 1957) und durch gravitativen Ausfall (ALLEN, 1982: 149) erfolgt ist. Ein ständiger Transport von Bioklasten, Peloiden, Ooiden und Lithoklasten in Megarippeln über die flache Luvseite mit Strömungsgeschwindigkeit über 2 m/s (= minimale Strömungsgeschwindigkeit für den Transport einer Komponente von 2 cm Durchmesser; [WEIMER, 1975]) führte zu einem gravitativen Ausfall der Komponenten auf der Leeseite, wobei die ruditischen Komponenten vermehrt zum Böschungsfuß hinunter rollten. Mikrit und detritischer Quarzfeinsand gelangten in Suspensionsfracht in den der Sandwelle vorgelagerten siliziklastisch-kalkarenitischen Mergeln zur Ablagerung. Die Foresets mit rinnenartigem Querschnitt im Böschungsfußbereich repräsentieren kleine Rutschungen auf der Leeseite, die durch ein Überschreiten des kritischen Böschungswinkels ausgelöst wurden. Das Fehlen von Mikritlagen in den Foresets kann auf ständige Strömungen ohne Ruhephasen gedeutet werden. Auf kurzzeitige Änderungen des Strömungsregimes deuten die vereinzelt vorhandenen irregulären, erosiven Erosionshorizonte sowie die den Böschungsfuß hinaufkriechenden Rippel (subordinate-flow). Die rhythmischen Mächtigkeitsschwankungen der Foresets (Abb. 19) können nur mit einer Entstehung durch Gezeitenströmungen erklärt werden. Die dominant nach Süden einfallenden Schrägschichtungen zeigen, daß eine ausgeprägt asymmetrische Gezeitenströmung bei der Entstehung der Sandwellen herrschte. Im vorliegenden Fall war die Ebbe-Strömung dominant.

Die im Profil 125, in stratigraphisch tieferem Niveau auftretenden Sandwellen zeigen eine erosive Oberfläche. Die flachen Foresets stellen den Böschungsfuß einer einst mächtigen Sandwelle dar, die horizontale Erosionsoberfläche dieser Sandwelle dürfte auf die ero-

a.



b.



c.

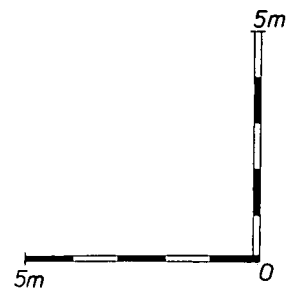


Abb. 18: Sandwellen-Komplexe im Gebiet der Winterstaude.

- A) Sandwellen-Komplex nördlich der hohen Kirche im stratigraphisch höheren Teil der Oerfla-Formation.
 B) Sandwelle mit flach gegen Süden einfallenden Grenzflächen zwischen den einzelnen Megarippeln („proximale slope Fazies“).
 C) Reliktische Sandwelle nördlich der Hohen Kirche im stratigraphisch tieferen Teil der Oerfla-Formation (Detail vgl. Abb. 19).

sive Tätigkeit von Sturmwellen zurückgeführt werden, möglicherweise mit einer relativen Absenkung des Meeresspiegels einhergehend.

Die hier beobachteten Sandwellen zeigen in ihrem Aufbau Ähnlichkeiten zu den von READING (1982: 243) beschriebenen sand-wave-Körpern. Die großdimensionalen Schrägschichtungen mit der steilen, durch Rutschungen gekennzeichneten Leeseite könnten mit der „sand-wave Fazies“ (NIO, 1978) verglichen werden, die während den maximalen Strömungsphasen entstehen. Die Megarippelabfolgen (Abb. 18B), welche durch flach gegen Süden einfallende Grenzflächen getrennt wer-

den, lassen sich mit der „proximalen slope Fazies“ (NIO, 1978) vergleichen.

Sandwellen-Komplexe werden aus dem Subtidal unter tieferen Meeren mit Tidenhub beschrieben und unter Einfluß der Gezeitenströmungen gebildet (ALLEN, 1978: 7).

Faziestyp 4: Feinlaminiertes Kalk-Sandstein

Zwischen die karbonatischen Abfolgen schalten sich dunkelbraun anwitternde feinquarzsandige Kalkarenite ein. Die gebankten Kalksandsteine weisen stets eine gute Sortierung auf; Sedimentstrukturen sind in der Anwitterung immer deutlich erkennbar.



Abb. 19: Unterer Sandwellen-Komplex nördlich der Hohen Kirche (vgl. Abb. 18C). Die sehr flachen Foresets zeigen rhythmische Mächtigkeitsschwankungen und dokumentieren den Böschungfuß einer früher viel mächtigeren, später teilweise erodierten Sandwelle.



Abb. 20: Gradierte, bioklastische Oolithabfolge (Dünnschliff 125/1) aus dem Bereich des Böschungfußes des oberen Sandwellen-Komplexes nördlich der Hohen Kirche.

Im Dünnschliff liegt ein gut sortierter, meist dicht gepackter Biopelmikrosporit (Packstone) mit bis zu 60 % detritischem Quarz vor. Die eckigen Quarzkörner besitzen einen mittleren Durchmesser von 0,12 mm. Bei starker Kompaktion führen stylolithische Lösungsercheinungen zu tonig-limonitischen Anreicherungen zwischen den einzelnen Quarzkörnern. Die karbonatischen Komponenten (Bio-, Lithoklasten, Ooide) sind dunkel gefärbt, randlich oder ganz pyritisiert und weisen oft starke Abrasionen auf. Pelloide und benthonische Foraminiferen sind stets vorhanden. Bivalven, Echinodermen, Ooide, Spongien etc. treten vereinzelt lagenweise und in bioturbirten Abschnitten gehäuft auf.

Auf Schichtoberflächen treten *Rhizocorallium jenese* ZENKER (Det. Dr. FÜRSICH), *Teichichnus*, *Thalassinoides* und vereinzelt Ruhespuren von Schlangensterne auf.

Die Feinschichtungen im mm- bis cm-Bereich werden durch biogenreichere Lagen oder durch Anreicherungen von Ton bewirkt. Mit Zunahme der Deutlichkeit der

Feinschichtung geht der Quarzgehalt zurück. Im Feld lassen sich folgende Sedimentstrukturen beobachten:

- Feinlaminiertes Sandstein
gut sortiert, vereinzelt mit arenitischen und ruditischen Bio- und Lithoklasten, Rippelschichtung nur vereinzelt vorhanden.
- Flache Schrägschichtungen
(low angle cross-bedding) mit 1 bis 3 cm mächtigen Gradierungen von Quarz und Bioklasten.
- Trogschichtung
(trough cross-bedding), oft mit Fluchtspuren.
- Hummocky-Schrägschichtung
(hummocky cross-stratification, HARMS et al., 1982) flach hügelige, feinlaminierte Abfolgen.
- „Turbiditische“ Sandsteinkalkabfolgen
feinlaminierte Sandkalke mit Strömungsrippeln auf der Bankoberfläche und Strömungsmarken und Spurenfossilien auf der Unterseite.

Interpretation

Eine Milieuinterpretation aufgrund der Zusammensetzung ist nicht möglich. Die gute Sortierung des detritischen Quarzfeinsandes und der Pelloide weisen auf einen längeren Transportweg hin, die oft pyritisierten und durch Abrasion gezeichneten Litho- und Bioklasten auf Aufarbeitung. Anhand der Sedimentstrukturen lassen sich aber die hydrodynamischen Bedingungen, die am Ablagerungsort während der Sedimentationsphase herrschten, ablesen.

Zur Bildung von feinlaminierten Sandsteinen kann es einerseits durch Suspensionsausfall des durch Wellengang im Küstengebiet aufgearbeiteten Feinsandes (REINECKE & SINGH, 1980), andererseits aber auch in Bereichen mit starken Strömungen (HARMS et al., 1982) kommen. Feinlaminierte Sandsteinabfolgen werden sowohl aus dem Küstenbereich (lower shoreface, ROEP et al., 1979), als auch aus Tiefen unter der Sturmwellenbasis in Turbiditen (BOUMA B-Sequenz; REINECK & SINGH, 1980) beschrieben. Flache Schrägschichtungen sind ein charakteristisches Merkmal für Ablagerungen der Küstenlinie und für der Küste vorgelagerte Barren im Bereich der brechenden Wellen.

Trogschichtungen mit Fluchtspuren zeigen, daß die Sedimentationsrate in den wanderenden Megarippeln groß war und sehr rasch erfolgte. Trogschichtungen in Verbindung mit feinlaminierten Abfolgen sind ebenfalls aus den der Küste vorgelagerten Barren im Bereich der brechenden Wellen (READING, 1980: 115) bekannt.

Hummocky-Schrägschichtung entsteht während Sturmphasen durch die Grund berührenden Sturmwellen.

len, welche zur Bildung von flachen Hügeln (hummokky) am Meeresboden führen. Ihre Erhaltung ist nur unter der Normal-Wellenbasis und über der Sturmwellenbasis möglich. Damit zeigt uns das Auftreten von hummocky-Schrägschichtung jeweils den Bereich zwischen der Normal- und Sturm-Wellenbasis an.

Das gemeinsame Auftreten von *Rhizocorallium jenes*, *Teichinus* und Abdrücken von Schlangensteinen zeigen uns die Cruziana-Ichnofazies (WALKER, 1984) an. Das Auftreten von *R. jenes* ist ein Hinweis auf hochenergetisches Milieu (FÜRSICH, 1975) im oberen Subtidal (TEYSEN, 1983: 134).

Eine eindeutige Interpretation der feinlaminierten Sandsteinabfolgen ist meist nur bei Miteinbezug der liegenden und hangenden Sedimente möglich. Auf eine detaillierte Deutung und Zuordnung zu einem Ablagerungsmilieu kommen wir später zurück (vgl. Kap. 5.4.).

Faziestyp 3: Siliziklastisch-bioklastische Mergel

Dieser Faziestyp, der auch in der Palfris-Formation auftritt, wurde bereits dort beschrieben.

4.4. Betlis-Formation

4.4.1. Gliederung der Formation

Die Betlis-Formation wurde von STRASSER (1979: 10) in der Ostschweiz neu definiert und umfaßt drei Formationsglieder (von oben nach unten):

Pygurus-Schichten
Betlis-Kalk
Spitzern-Schichten

Alle drei Formationsglieder sind östlich des Rheintales, in Vorarlberg und im Allgäu, lokal als Relikte vorhanden; oft fehlen sie auch ganz oder sind nur spurenhaf entwickelt.

Als zusätzliches Member der Betlis-Formation betrachte ich informell die hemipelagischen Kalke mit Resedimenten, die östlich des Rheintales lediglich eine lokale Verbreitung sowie geringe Mächtigkeit besitzen und als Äquivalente des Sichel-Kalkes (ISCHI, 1978) interpretiert werden können.

4.4.2. Hemipelagischer Kalk mit Resedimenten (Äquivalent des Sichel-Kalkes)

4.4.2.1. Lithologie

Südlich des Grünen Kopfes (südlich Schönebach; Profil 30) folgt über der Palfris-Formation ein gebankter, hemipelagischer Kalk (max. 18 m Mächtigkeit) mit Resedimenten (pyritisierte Lumachelle mit aufgearbeiteten Ooiden, Bioklasten, Lithoklasten und hemipelagischen Kalkknollen, Durchmesser bis 0,5 m). Diese Serie setzt dort mit einer markanten Resedimentabfolge ein. Gegen das Hangende hin geht diese Sequenz, die lateral starke Mächtigkeitsschwankungen aufzeigt, in einen mausgrauen, feinspätigen Kalk über. Es handelt sich um einen Biomikrit (Wackestone, selten Packstone) mit viel Echinodermen, benthonischen Foraminiferen und Calpionellen. Der Gehalt an Quarzfeinsand beträgt ca. 1 %.

Faziell lassen sich diese hemipelagischen Kalke mit der von STRASSER (1979: 125) beschriebenen Mikrofazies 10 vergleichen, die von ihm als Äquivalent des Sichel-Kalkes (ISCHI, 1978: 34) interpretiert wird. Die vorliegenden, meist geringmächtigen Abfolgen besitzen nur ganz lokale Verbreitung und werden in dieser Arbeit

in Anlehnung an STRASSER als Äquivalente des Sichel-Kalkes bezeichnet.

4.4.2.2. Alter

Im Dünnschliff konnte ich unter den relativ seltenen, oft rekristallisierten Calpionellen folgende Taxa bestimmen:

Tintinnopsella carpathica (MURG. & FIL.), häufigste Art
Calpionella aff. *alpina* LOR. kleine Form
Tirnovella longa (COLOM)
Calpionellopsis simplex (COLOM)
Calpionellopsis oblonga (CADISCH)
Remaniella cf. *cadischa* (COLOM)
Remaniella sp.

Anhand dieser Vergesellschaftung ist eine Alterseinstufung ins jüngere Ober-Berriasian möglich (Calpionellen Zone D2; vgl. REMANE, 1985).

4.4.2.3. Fazies und Milieuinterpretation

Merkmal dieser Abfolgen sind gebankte, braungraue bis mausgraue, feinspätige Kalke. Im Dünnschliff liegt ein feinsandiger (1 bis 5 % Quarz) Echinodermen-Biomikrit (Wackestone, lokal auch Packstone) vor. Neben den dominierenden, randlich mikritisierten Echinodermen, Bivalven und stark mikritisierten sowie schwach oxidierten Ooiden und Lithoklasten (Obiomikrite), Serpuliden, Peloiden, kleinen benthonischen Foraminiferen und sparitisierten Spongienskleren treten vereinzelt auch Calpionellen und Radiolarien auf.

Glaukonit und phosphoritisierte Bioklasten sowie Pyrit treten nur akzessorisch auf.

Diese hemipelagischen Kalke zeigen lokal mächtige Einschaltungen von bioklastisch-oolithischen Resedimentabfolgen.

Interpretation

Als Ablagerungsraum nehmen wir den Plattform-abhang bis Plattformfuß an. Das Auftreten von Calpionellen und Radiolarien dokumentiert offenermarinen Einfluß. Der stets vorhandene Mikrit ist ein Hinweis auf geringe Strömungen und Turbulenzen.

Die Einschaltungen von bioklastisch-oolithischen Kalken mit phosphoritisierten Bioklasten, mikritisierten sowie oxidierten Ooiden und Bioklasten, Glaukonit und detritischem Quarz interpretieren wir als Resedimentabfolgen, welche im Bereich des Plattformrandes aufgearbeitet und in größere Tiefen umgelagert wurden. Die großen, aufgearbeiteten Klasten (Durchmesser bis 0,5 m) von hemipelagischen Kalken zeigen, daß während der Umlagerung vorübergehend erhebliche, erosive Strömungsgeschwindigkeiten am Meeresboden vorlagen.

4.4.3. Spitzern-Schichten

4.4.3.1. Definition

Die Spitzern-Schichten (BUXTORF, 1934) werden von STRASSER (1979: 33) als basales Formationsglied (member) der Betlis-Formation definiert. Im Gebiet des Vierwaldstättersees bestehen die Spitzern-Schichten (= Spitzern-Kalke und Spitzern-Mergel [ISCHI, 1978]) aus einer Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Es handelt sich vorwiegend um Biopelsparite mit viel Quarzfeinsand. Die Mikrofauna setzt sich aus dünnchaligen Muscheln, Echinodermen, agglutinierenden Foraminiferen und Kieselschwammnadeln zusammen (BURGER & STRASSER, 1981: 546). Die Verbreitung der Spitzern-Schichten beschränkt sich auf die Zentralschweiz (vgl.

STRASSER, 1982: Fig. 4) und den Ost-Säntis (KEMPF, 1966: 7).

4.4.3.2. Äquivalente der Spitzern-Schichten in Vorarlberg

Als Äquivalente der Spitzern-Schichten betrachten wir die gelblich bis braungrauen, feinsandigen, vereinzelt glaukonitischen Kalke und Mergelkalke, die im Raume Götzis und im Gebiet der Winterstaude im Hangenden der Oerfla-Formation anstehen. Silexknollen sind selten zu finden. Die Mächtigkeit dieser Abfolgen liegt zwischen einigen dm bis maximal 6,4 m SSE der Winterstaude (Profil 33).

4.4.3.3. Fazies und Milieuinterpretation

Feinspätige Mergelkalke (Packstone bis Wackestone) mit detritischem Quarzfeinsand (1 bis 5 %), vereinzelt mit Schiefermergel-Zwischenlagen und Silexknollen charakterisieren die Äquivalente der Spitzern-Schichten.

Im Dünnschliff liegt ein bioturbierter Biopelmikrit vor mit Echinodermen, Spongiensklern, Peloiden, kleinen benthonischen Foraminiferen (Textulariden), Ostrakoden, Bivalven und Serpuliden. Untergeordnet treten phosphorisierte Fossilbruchstücke und Pyrit auf.

Makrofossilien sind selten. Grobberippte Pectiniden, Belemniten und dünnchalige Muscheln treten vermehrt im Winterstaudengebiet auf.

Dieser Faziestyp entspricht den Spitzern-Schichten und umfaßt die von STRASSER (1979: 124) ausgeschiedenen Mikrofaziestypen 9, 9A.

Interpretation

Aufgrund der vorliegenden Zusammensetzung der Bioklasten und der Matrix nehmen wir einen feinsandigen bis schlammigen Meeresboden mit aktivem Benthos im Bereich der äußeren, offenen Plattform unter der Sturmwellenbasis an.

4.4.4. Betlis-Kalk

4.4.4.1. Definition und Typusprofil

Fazielle und sedimentologische Untersuchungen am Betlis-Kalk der Zentral- und Ostschweiz wurden von STRASSER (1979) vorgenommen. Ein Paratypusprofil für den Betlis-Kalk wird von BURGER & STRASSER (1981: 547) am Raaberg beschrieben (STRASSER, 1979: 17), da das von HEIM (1933) vorgeschlagene Typusprofil an der Straße von Weesen nach Betlis tektonisch stark gestört ist.

Charakteristisches lithologisches Merkmal für den Betlis-Kalk sind gelbbraunlich anwitternde, gebankte, fein- bis grobspätige Kalke (Biopelmikrite und -sparite) mit Silexknollen und -lagen, sowie verkieselten Muschelrömmern. Biopelmikrite treten nur im nördlichen Faziesraum auf, stellenweise mit detritischem, feinkörnigen Quarzsand. Die Biopelsparite, häufig mit dickchaligen Muscheln und randlich mikritisierten Echinodermen, charakterisieren den mittleren helvetischen Faziesraum (STRASSER, 1979) während des Unter-Valanginians.

4.4.4.2. Verbreitung und Ausbildung des Betlis-Kalkes in Vorarlberg und im Allgäu

Das Vorkommen von typischem Betlis-Kalk in Vorarlberg und Allgäu beschränkt sich auf den Kummaberg westlich von Götzis und auf die Aufschlüsse in der Hohenemser Decke zwischen Hohenems und Klien. Wei-

tere Betlis-Kalk-Vorkommen werden aus den Bohrungen Maderhalm 1 und Kierwang 1 beschrieben (MÜLLER, 1985). Relikte von Betlis-Kalk treten am Ostende des Geißberges (Profil 103) NW von Oberstdorf auf. Bei allen übrigen bis dahin als Betlis-Kalk beschriebenen Vorkommen handelt es sich nicht um den Betlis-Kalk, sondern um oolithische Kalke der in dieser Arbeit definierten Oerfla-Formation. Die Zuweisung zum Betlis-Kalk erfolgte bisher jeweils aufgrund der relativen Lage zum hangenden Kieselkalk und nicht anhand der lithologischen Ausbildung der Gesteine. Diese gilt namentlich auch für das von STRASSER (1979) beschriebene Profil 59 in der Oerfla-Schlucht. Daß in der Oerfla-Schlucht eine für den Betlis-Kalk atypische, nur an dieser Stelle vorkommende Lithologie (Bio-Oosparit) entwickelt ist, wurde von STRASSER (1982: Fig. 6) wohl dargestellt, jedoch ohne die sich daraus ergebenden lithostratigraphischen Konsequenzen zu diskutieren.

Lithologie

Im östlichen Rheintal besteht der Betlis-Kalk aus im dm-Bereich gebankten, gelblich anwitternden, im Bruch grauen, fein- bis grobspätigen Kalken (Bio-Pelsparite und Bio-Pelmikrosparite). Silexlagen und -knollen treten nur in den nördlichen Aufschlüssen auf. Wichtiges lithologisches Merkmal ist das häufige und oft dominante Auftreten von randlich mikritisierten Echinodermen und Peloiden. Die vereinzelt vorhandenen Ooide und Lithoklasten zeigen stets eine intensive Mikritisierung.

Abgrenzung

Die Untergrenze des Betlis-Kalkes zeigt im Kummaberg (Profil 63, 81, 86) einen markanten Aufarbeitungshorizont. Über einem angebohrten, schwach phosphorisierten Oolith (Dach der Oerfla-Formation) folgt ein feinsandiger spätiger Kalk, an der Basis leicht glaukonithaltig mit aufgearbeiteten, randlich pyritisierten Oolithgeröllen (Durchmesser bis maximal 10 cm). In den nördlichen Aufschlüssen (Hohenems, Schloßgarten; Profil 103) setzt der Betlis-Kalk mit einem zurückwitternden, mergeligen Kalk mit aufgearbeiteten Bio- und Lithoklasten der liegenden Oerfla-Formation ein. Während südlich Klien (Profil 49) der Betlis-Kalk mit scharfem Kontakt über der Oerfla-Formation einsetzt, vollzieht sich im nördlich folgenden Profil 88 (Ober Klien) ein schneller Übergang aus den Trocholin führenden, bioklastischen Kalken der Oerfla-Formation in den Betlis-Kalk.

Die Obergrenze des Betlis-Kalkes manifestiert sich in den nördlichen und südwestlichen Aufschlüssen (Kummaberg) mit dem Einsetzen der grobsandigen Pygurus-Schichten.

4.4.4.3. Fossilinhalt und Alter

Makrofossilien kommen nur in den südlichen Aufschlüssen am Kummaberg vor. Häufigstes Fossil sind dünnchalige, radial feinberippte Pectiniden, vereinzelt treten Belemniten (*Hibolites* sp.), Brachiopoden, Serpuliden und inkohlte Holzstücke auf. Eine Pollenprobe (det. P. HOCHULI, Zürich) aus der Basis des Betlis-Kalkes am Pocksberg, Westende des Kummaberges (Profil 63) erbrachte neben chitinösen Tapeten von Foraminiferen („Mikroforaminiferen“) folgende Dinoflagellaten-Zysten:

Biorbifera johnewingii HABIB 1972
Druggidium apicopaucium HABIB 1973
Hystrichodinium sp.

Das Vorkommen dieser Formen erlaubt eine Einstufung ins ältere Unter Valanginian. *Biorbifera johnewingii* ist

eine typische Form der ältesten Unterkreide der Tethys (Berriasian bis Unter Valanginian). *Druggidium apicopaucium* und die Gattung *Hystrichodinum* haben ihr erstes Auftreten im älteren Valanginian.

Der Betlis-Kalk ist in das ältere Unter-Valanginian einzustufen, da die liegende Oerfla-Formation das Ober-Berriasian umfaßt und in der über dem Betlis-Kalk, bzw. den Pygurus-Schichten folgenden Gemsmättli-Schichten bereits die pertransiens-Zone kondensiert ist. Die vorliegende Dinoflagellaten-Assoziation bestätigt diese biostratigraphische Einstufung.

4.4.4.4. Fazies und Interpretation des Ablagerungsmilieus

Der Betlis-Kalk tritt als gebankter, schmutzig gelbgrau anwitternder, fein- bis grobspätiger Kalk auf und zeigt im Dünnschliff einen monotonen, z. T. sehr gut sortierten Bio-Pelsparit / Bio-Pelmikrospart (Grain-, Packstone). Unter den Bioklasten dominieren die randlich mikritisierten Echinodermen. An weiteren Bioklasten treten auf: Bivalven, Foraminiferen, Bryozoen, Gastropoden und Serpuliden. Bei den gut sortierten Peloiden handelt es sich hauptsächlich um mikritisierte benthonische Foraminiferen (Milioliden), Trocholinen. Makrofossilien (Pectiniden, Belemniten, Echinodermen und Holzreste) beschränken sich auf die südlichen Aufschlußzonen (Kummaberg). Quarz tritt nur vereinzelt akzessorisch auf.

Während in den nördlichen Profilen (Hohenems und Klien) vermehrt Pack- und Grainstones mit mikritisierten Milioliden auftreten, ist in den südlichen Aufschlußzonen (Kummaberg, Pocksberg) vermehrt eine mikritische Matrix festzustellen.

Diese Fazies entspricht den Mikrofaziestypen 4, 5 und 6 von STRASSER (1978).

Interpretation

Die gute Sortierung der Bioklasten und die lateral über größere Distanzen verfolgbaren, gleich mächtig bleibenden Bänke sind ein Hinweis auf Ablagerung bei konstanten, gleichmäßigen Strömungen. Die schlechter ausgewaschenen, südlicheren Serien deuten auf eine kleinere Strömungsgeschwindigkeit hin. Aufgrund der Häufigkeit der randlich mikritisierten Bioklasten (Rindenkörner) kann als Liefergebiet untiefes Bewegtwasser (FLÜGEL, 1978: 132) angenommen werden. Das Fehlen von Wellenrippeln werten wir als Indiz, daß diese Sedimente unter der Sturmwellenbasis, in einem Bereich mit mäßigen Bodenströmungen abgelagert wurde. Für die dünnchaligen Pectiniden nehmen wir eine an treibendes Holz gebundene, epiplanktonische Lebensweise an.

Als Ablagerungsbereich nehmen wir für die nördlichen Vorkommen die tieferen Zonen der offenen Plattform, für die südlichen Vorkommen den oberen Plattformabhang an.

4.4.5. Pygurus-Schichten

4.4.5.1. Definition

Die Pygurus-Schichten bilden das höchste Formationsglied der Betlis-Formation; ihre Obergrenze wird durch den Hardground der Gemsmättli-Schichten gebildet. HALDIMANN (1977: 15) definiert die Pygurus-Schichten als „...gelblich beige anwitternde, im Bruch beige meist grobspätige Echinodermen- und Pelletkalk, mit einem Gehalt an detritischem Quarz über 5 %, bei einem maximalen Korndurchmesser über 0,25 mm. Für

quarzsandhaltige Kalke in gleicher stratigraphischer Stellung, welche diese Kriterien nicht erfüllen, z. B. feinsandige Kalke oder Kalke mit einem Grobsandgehalt unter 5 %, lassen wir den informellen Begriff ‚Pygurus-Äquivalente‘ gelten.“

4.4.5.2. Verbreitung der Pygurus-Schichten in Vorarlberg

Typische Pygurus-Schichten mit grobspätigen Echinodermen- und Pellet-Sandkalken mit grobsandigem, detritischem Quarz (maximaler Durchmesser über 3,0 mm) treten in Vorarlberg nur im östlichen Rheintal am Kummaberg (Profile 58, 59, 82), in Hohenems (Profil 104) und in Klien (Profile 49, 88) über dem Betlis-Kalk, am Sonderberg (Profil 64) und Götznerberg (Profile 58, 59, 82) über der Oerfla-Formation auf. Östlich der Winterstaude stehen lokal geringmächtige Pygurus-Schichten an (Maderhalm 1). Über 10 m mächtige Pygurus-Schichten werden aus der Bohrung Kierwang 1 beschrieben (unpublizierte Bohrprotokolle der PREUS-SAG).

Reliktische Vorkommen von Pygurus-Quarzsanden (Korndurchmesser über 0,5 mm) liegen in den meisten von mir bearbeiteten Profilen in Bohr- und Wühlgängen unmittelbar unter der Gemsmättli-Schicht, bzw. im Dach der Oerfla-Formation vor.

4.4.5.3. Fazies und Ablagerungsmilieu

Die Fazies der Pygurus-Schichten wird charakterisiert durch gebankte, grobspätige und bioklastische Echinodermenkalke mit grobsandigen, gut gerundeten Quarzkörnern (max. Durchmesser bis 3,0 mm). Schräg- und Feinschichtung im cm-Bereich sind lokal vorhanden. Im Dünnschliff liegt ein Biopelsparit (Grainstone) mit gerundetem, mittel- bis grobsandigem, plutonischem Quarz (5 bis 30 %) vor. Unter den Bioklasten dominieren die randlich mikritisierten und angebohrten Echinodermen (= Rindenkörner; [FLÜGEL, 1978]) sowie Peloide. Die Ooide und kleinen benthonischen Foraminiferen sind mikritisiert und weisen eine hellgraue Farbe auf. Vereinzelt treten ruditische Bryozoenäste, Bivalven, Foraminiferen (Textulariden, Lenticulinen), Serpuliden und Lithoklasten auf.

Glaukonit und phosphoritisierte Bioklasten habe ich nur vereinzelt beobachtet. Die Grundmasse ist spartisch, A- und B-Zement sind meist gut entwickelt, aber oft von homoaxialem Zement überprägt.

Diese Fazies entspricht dem Mikrofaziestyp 8 von STRASSER (1979: 123).

Interpretation

Das gemeinsame Auftreten von Echinodermen, mikritisierten Milioliden, Bryozoen und gerundetem Quarz mit Glaukonit ist ein Hinweis auf Umlagerung und Zusammenschwemmung der Komponenten aus verschiedenen Faziesräumen. Die Sortierung und Auswaschung der Komponenten deuten auf mäßig bis starke Strömungen im Bereich der Plattform hin.

4.5. Helvetische Kieselkalk-Formation

4.5.1. Definition der Formation

4.5.1.1. Definition und Typusprofil in der Schweiz

Das Typusprofil der Helvetischen Kieselkalk-Formation wird von FUNK (1969) am Pilatus beschrieben und definiert. HALDIMANN (1977) bearbeitet die Gemsmättli-Schicht in der Zentral- und Ostschweiz und definiert sie

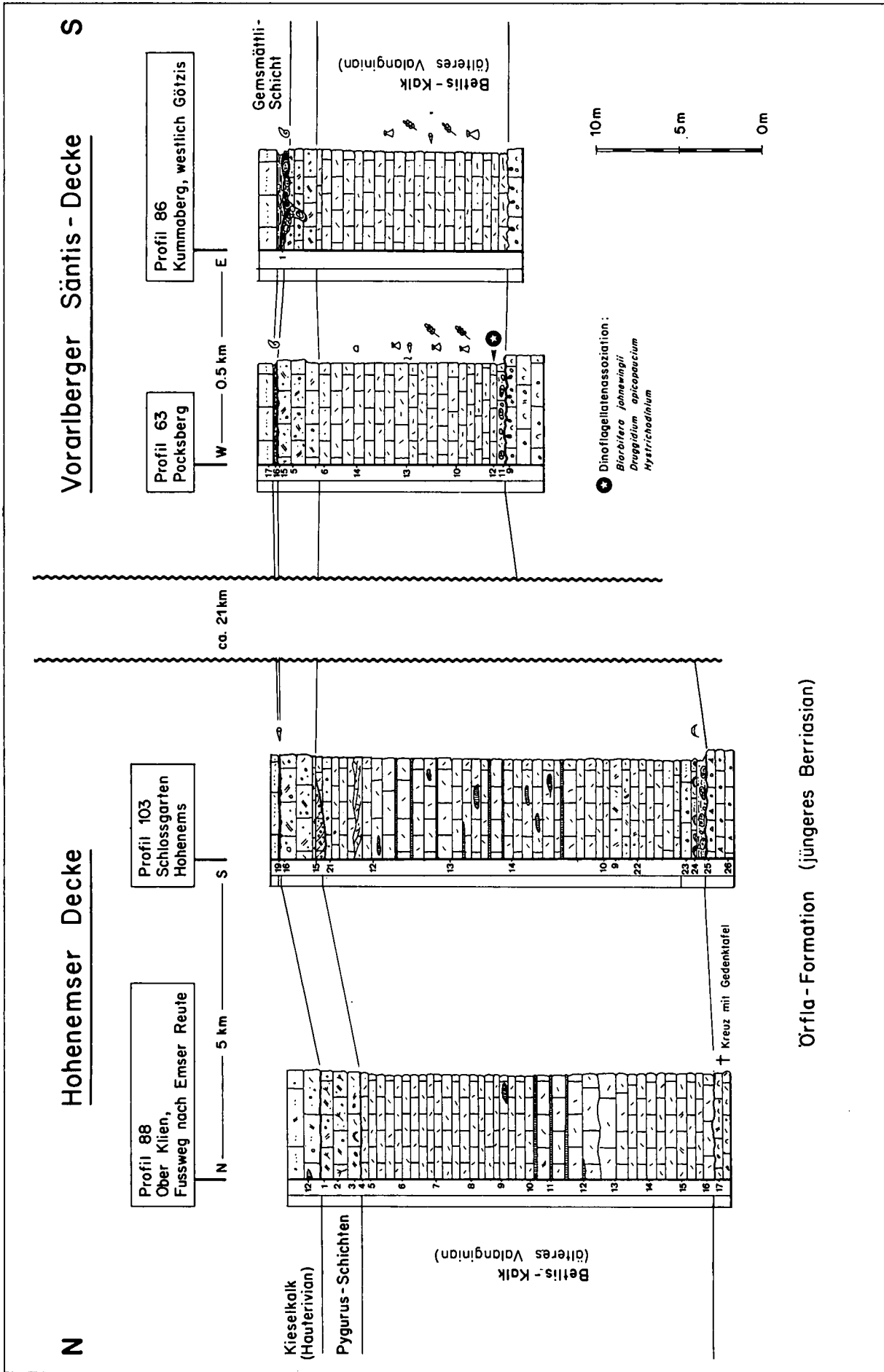


Abb. 21: Detailprofile durch die Bettis-Formation im östlichen Rheintal.

als basales Member (Formationsglied) der Helvetischen Kieselkalk-Formation. Nach FUNK (1969, 1971) und HALDIMANN (1977) umfaßt die Helvetische Kieselkalk-Formation folgende Member:

- Kieselkalk-Echinodermenbrekzie
- Oberer Kieselkalk
- Lidernen-Schichten
- Unterer Kieselkalk (mit Palis-Schichten)
- Gemsmättli-Schicht

Diese in der Zentral- und Ostschweiz definierte lithostratigraphische Gliederung der Helvetischen Kieselkalk-Formation ist in Vorarlberg und im Allgäu nicht mehr klar vorhanden. Besonders die nicht klar abgrenzbaren und häufig fehlenden Lidernen-Schichten machen eine Unterteilung des Kieselkalkes östlich des Rheintales schwierig. In der vorliegenden Arbeit wird daher für Vorarlberg und Allgäu folgende Gliederung vorgeschlagen.

4.5.1.2. Gliederung der Helvetischen Kieselkalk-Formation in Vorarlberg und im Allgäu

Östlich des Rheintales werden von oben nach unten drei lithofaziell und mächtigkeitsmäßig sehr unterschiedliche Members (Formationsglieder) unterschieden:

- Kieselkalk
(siliziklastische, kieselige Kalke und Mergel, Sandkalke, glaukonitische Sandkalke)
- Vorarlberger Diphyoides-Kalk
(hemipelagische Kalke und Schiefermergel) stellt ein Äquivalent der Grauen Mergelschiefer und nicht des Diphyoides-Kalkes s. str. (FICHTER, 1934) der Zentralschweiz dar
- Gemsmättli-Schicht
(glaukonitischer, fossilreicher Kondensationshorizont)

Die Mächtigkeit der Helvetischen Kieselkalk-Formation liegt zwischen 0,1 m (Profil 87; östlich der Bezegg) und maximal 180 m (südlich der Kanisfluh, Profil 101).

Verbreitung

Die Helvetische Kieselkalk-Formation besitzt in Vorarlberg und im Allgäu eine regionale Verbreitung. Im Gebiet Staufenspitz – Klausberg – Winterstaude ist sie nur mit ihrem basalen Member, der Gemsmättli-Schicht, vertreten („Kieselkalk-Glatze“). Im mittleren und südlichen Bregenzerwald zeigt die Helvetische Kieselkalk-Formation ihre größte Verbreitung und tritt dort als markanter Felsbildner auf.

Abgrenzung:

Die Formationsuntergrenze definieren wir im nördlichen und mittleren Bregenzerwald mit dem Einsetzen des geringmächtigen Kondensationshorizonts der Gemsmättli-Schicht, im südlichen Bregenzerwald mit dem Einsetzen des mehlig weiß anwitternden Vorarlberger Diphyoides-Kalkes.

Die Formationsobergrenze ziehen wir im Liegenden des glaukonitischen Kondensationshorizontes der Altmann-Schichten bzw. der Plattformäquivalente der Altmann-Schichten.

Alter

Unter-Valanginian (pertransiens-Zone) bis Ober-Hauterivian (angulicostatus-Zone).

4.5.2. Gemsmättli-Schicht

4.5.2.1. Definition und Typusprofil am Pilatus (Zentralschweiz)

BUXTORF (in BAUMBERGER & HEIM, 1906) führt die Bezeichnung Gemsmättli-Schicht für den glaukonitischen, fossilreichen Kalk-Horizont ein, der zwischen dem Betlis-Kalk im Liegenden und dem Kieselkalk im Hangenden auftritt. Die Typlokalität der Gemsmättli-Schicht (BUXTORF in BAUMBERGER & HEIM, 1906, Fig. 1) liegt östlich des Gemsmättli am Pilatus im Antiklinalkern der Tomlishorn Falte.

HALDIMANN (1977) beschreibt die Gemsmättli-Schicht als Abfolge eines Hardgrounds mit Phosphoritbildung, einer Fossilischiicht und einer Glaukonitbank und definiert sie als basales Formationsglied (Member) der Helvetischen Kieselkalk-Formation.

Da weder von HALDIMANN (1977) noch von ISCHI (1978) eine Beschreibung der Typlokalität vorliegt, habe ich die Typlokalität am Pilatus zusammen mit meinen ortskundigen Studienkollegen Paul FELBER und Beat KELLER im Herbst 1983 aufgesucht und studiert. Die Gemsmättli-Schicht liegt an der Typlokalität auf geringmächtigen Pygurus-Schichten. Sie setzt mit einem phosphoritisierten Hardground ein und zeichnet sich lokal durch einen sehr großen, in Taschen angereicherten Fossilreichtum aus. Die anlässlich dieser Begehung geborgenen Ammoniten (ca. 80 Stück) sind im Naturhistorischen Museum in Basel hinterlegt, wo sich auch die von Buxtorf aufgesammelten Gemsmättli-Fossilien derselben Typlokalität (ca. 300 Stück) befinden, welche weitgehend durch RENZ (1974) bestimmt worden sind. An der Typlokalität setzt die Kondensation aufgrund der vorliegenden Ammonitenfauna (u. a. *Kilianella* sp.) spätestens im jüngeren Unter-Valanginian (basale campylotoxum-Zone oder älter) ein und reicht bis ins ältere Unter-Hauterivian (radiatus-Zone).

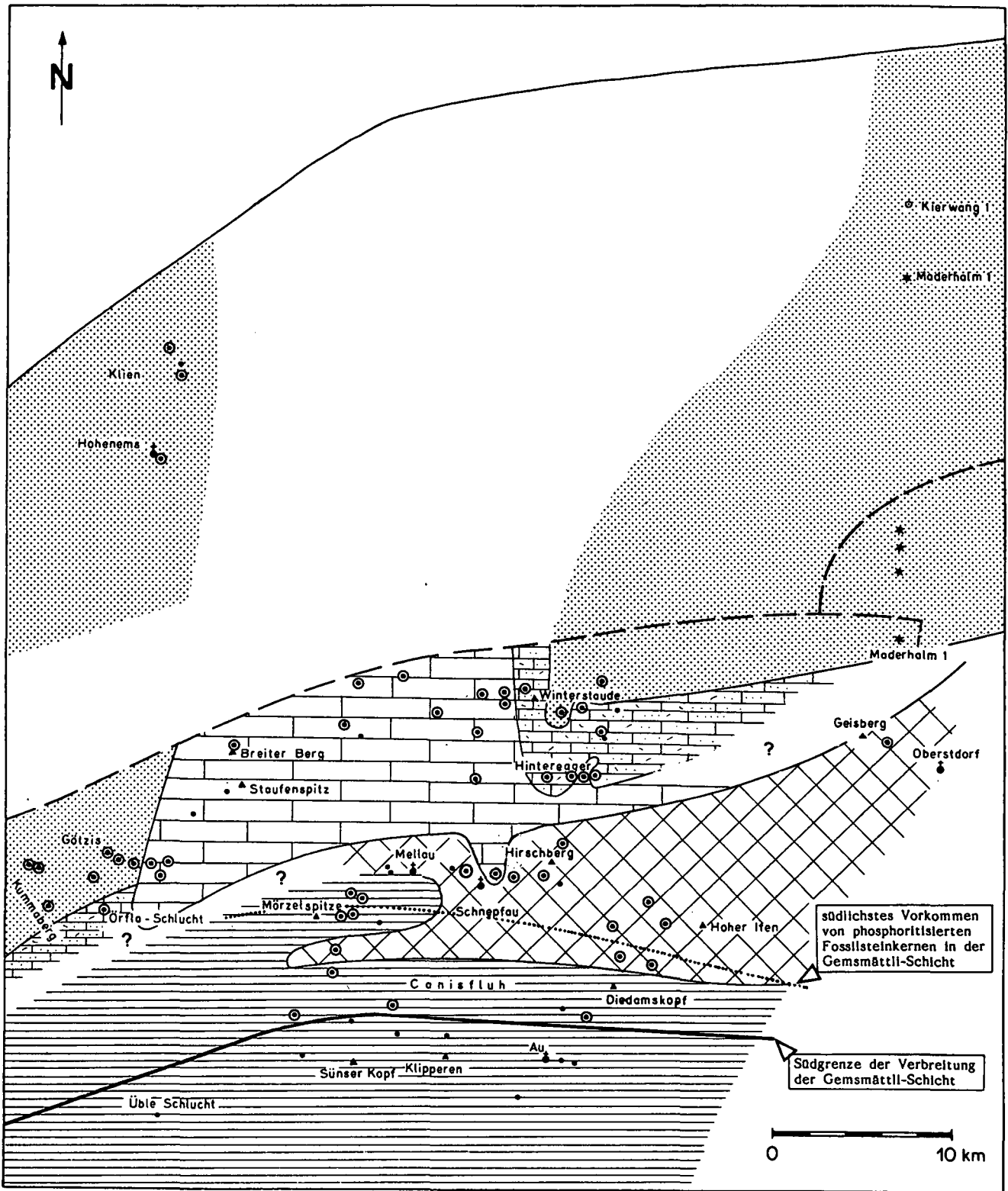
4.5.2.2. Die Gemsmättli-Schicht in Vorarlberg

Synonyme

„Gemsmättli-Fossilischiicht“	MEESMANN (1925)
„Merhart-Bank“	HEIM & BAUMBERGER (1933)
„Gemsmättli-Horizont“	HEIM & BAUMBERGER (1933)
„Gemsmättlibank“	HEIM & BAUMBERGER (1933)
„Gemsmättlischicht“	OBERHAUSER (1951, 1956, 1980), ZACHER (1974), RICHTER (1969)
„Wildguten-Schicht“	FELBER & WYSSLING (1979).

Lithologie

Die Gemsmättli-Schicht bildet eine 0,01 bis max. 4,0 m mächtige Bank aus glaukonitischem, spätigem Sandkalk mit gut gerundetem, detritischen Grobsand (Pygurus-Quarzsand), Phosphoritknollen, aufgearbeiteten Lithoklasten (Oolithe, Biopelsparite, Biopelmikrite, Sandkalke) und Fossilsteinkernen. In den nördlichen Ablagerungsbereichen liegt diese Bank einem phosphoritisierten Hardground auf. Eine markante Häufung von oft phosphoritisierten Fossilien (Ammoniten, Nautiliden, Gastropoden, Brachiopoden, Echiniden, Kieselchwämme) und Belemniten treten lokal in Taschen und kleinen Muldenzone auf. Im südlichen Ablagerungsbereich (nördliches Mellental) besteht die Gemsmättli-Schicht aus einer bis zu 4 m mächtigen sandigen, glaukonitischen Mergelkalkbank, welche auf der Unter- und Oberseite einen markanten Fossilhorizont mit Anreicherungen von phosphoritisierten, schwarzen Ammonitensteinkernen und Belemniten besitzt.



- | | | |
|--|-------------------------------------|---------------------------|
| | Pygurus-Schichten | } <u>Betlis-Formation</u> |
| | Aequivalente der Spitzern-Schichten | |
| | Aequivalente des Sichel-Kalkes | |
| | <u>Oerfla-Formation</u> | |
| | <u>Palfris-Formation</u> | |

Abb. 22: Formationen im Liegenden der Gemsmättli-Schicht.

Abgrenzung

Die Untergrenze der Gemsmättli-Schicht zur liegenden Betlis- oder Oerfla-Formation wird mit dem Einsetzen des phosphoritisierten Hardgrounds definiert. Dort, wo die Gemsmättli-Schicht über der Palfris-Formation folgt, wird die Basis der Gemsmättli-Schicht mit dem Einsetzen des glaukonitischen Fossilhorizontes gezogen.

Die Obergrenze der Gemsmättli-Schicht ziehen wir mit dem Einsetzen der darüber folgenden, geringmächtigen, kieseligen Schiefermergel oder Kiesel-schiefer (SCHAAD, 1926a). Dort, wo die Kiesel-schiefer fehlen, definieren wird die Obergrenze mit dem Einsetzen des gebankten Kieselkalkes bzw. mit dem Einsetzen des hemipelagischen Vorarlberger Diphyoides-Kalkes; im Gebiet der „Kieselkalk-Glatze“ mit dem Einsetzen der Altmann-Schichten bzw. deren Plattformäquivalent oder den Drusberg-Schichten.

Mächtigkeit

0,01 (östl. Bezegg, Profil 87) bis 4,0 m (Mellental, Profil 61), meist um 0,1 bis 0,2 m.

Verbreitung

Nördlicher und mittlerer Bregenzerwald; im südlichen Bregenzerwald keilt die Gemsmättli-Schicht im Liegenden des Vorarlberger Diphyoides-Kalkes aus (vgl. Abb. 22).

Alter

Unter Valanginian (pertransiens-Zone) bis älteres Unter Hauterivian (radiatus-Zone).

4.5.2.3. Fossilinhalt

Die Gemsmättli-Schicht zeichnet sich in Vorarlberg wie in der Schweiz durch einen großen Fossilreichtum aus, der in Fossilaschen lokal angereichert ist.

Die Zusammenstellung der folgenden, reichen Gemsmättli-Fauna beruht auf zahlreichen eigenen Neuaufsammlungen aus z. T. bis dahin unbekanntem Lokalitäten sowie einer Neubestimmung der Ammoniten der Breiterbergfauna (Sammlung S. FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn) und der Hirschbergfauna (Sammlung R. OBERHAUSER, Wien). Eine Neubestimmung der bekannten Faunen vom Sonderberg, Zwurms (= Emmebach, Oerfla-Schlucht) und den Sturzblöcken vom Breiterberg, welche in HEIM & BAUMBERGER (1933: 201) aufgeführt sind und in der Vorarlberger Naturschau ausgestellt sind, habe ich nicht durchgeführt. Alle neu aufgesammelten Fossilien (ca. 450 Stück) sind in der Naturschau in Dornbirn hinterlegt.

Sammelfauna der Gemsmättli-Schicht

Phylloceras (Hypophylloceras) thelys thelys (d'ORB.)

1901 *Phylloceras thelys* d'ORB. sp.; SARASIN p. 14, Taf. 1, Fig. 6–9

1963 *Phylloceras (Hypophylloceras) thelys thelys* (d'ORB.); WIEDMANN p. 6, Taf. 1, Fig. 4, 5
Fundort: Breiterberg (Bx; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Sonderberg (So2)

Phylloceras (Hypophylloceras) sp.

1963 *Phylloceras (Hypophylloceras) gen.*; WIEDMANN p. 168
Fundort: Engenbach (73/3)

Die Bestimmung der Ammoniten der Gemsmättli-Schicht habe ich unter freundlicher Mithilfe von J.-P. THIEULOUY (Grenoble), anhand neuer paläontologischer und biostratigraphischer Arbeiten durchgeführt (u. a. BUSNARDO et al., 1979; THIEULOUY, 1977a, THIEULOUY, 1977b; KEMPER et al., 1981). An dieser Stelle möchte ich J.-P. THIEULOUY für seine Unterstützung herzlich danken.

Protetragonites sp.

1962 *Protetragonites gen.*; WIEDMANN p. 17

Fundort: Hirschberg (D; Sammlung R. OBERHAUSER, Wien), Sonderberg (So35, So35)

Himantoceras trinodosum THIEULOUY, Taf. 7, Abb. 3

1964 *Himantoceras trinodosum* nov. sp.; THIEULOUY p. 206, Taf. 8, Fig. 1*)

Fundort: Bullerschkopf (11/13), Bullerschkopf (229/12; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn),

Neolissoceras grasianum (d'ORB.)

1939 *Neolissoceras grasianum* (d'ORB.); SPATH p. 8, Taf. 1, Fig. 4

Fundort: Bullerschkopf (11/17), Ställerhöhe (13/11, 34), Engenbach (3/1) Mellental (F2, F1), Breiterberg (B25; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Hinteregger (33/30)

Olcostephanus (Olcostephanus) sayni KILIAN

1981 *Olcostephanus (O.) sayni* KILIAN; KEMPER et al. p. 270

Fundort: Bullerschkopf (11/5,7), Ställerhöhe (13/31)

Olcostephanus (Olcostephanus) cf. sakalavensis (BESAIRIE)

1980 *Olcostephanus (O.) sakalavensis* (BESAIRIE); LEANZA et al. p. 946, Taf. 1, Fig. 3

Fundort: Breiterberg (B43; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)

Olcostephanus (Olcostephanus) cf. salinarius (SPATH)

1938 *Olcostephanus salinarius* nov. sp.; SPATH p. 13, Taf. 1, Fig. 1, 5, 7, 8

Fundort: Breiterberg (BB122; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)

Olcostephanus (Olcostephanus) cf. atherstoni (SHARPE)

1908 *Astieria atherstoni* SHARPE; BAUMBERGER p. 39, Taf. 21, Fig. 3; Taf. 23, Fig. 1; Taf. 24, Fig. 2, 4, 5; Textfig. 114–116

1980 *Olcostephanus (Olcostephanus) atherstoni* (SHARPE); LEANZA et al., p. 945, Taf. 1, Fig. 1

Fundort: Sonderberg (So26, So32)

Olcostephanus (Astieria) cf. singularis BAUMBG.

1908 *Astieria singularis* BAUMBG.; BAUMBERGER p. 3, Taf. 26, Fig. 5, Textfig. 119

Fundort: Breiterberg (B30, B35; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)

Olcostephanus (Astieria) cf. imbricata BAUMBG.

1908 *Astieria imbricata* BAUMBG.; BAUMBERGER p. 12, Taf. 26, Fig. 2, 3; Textfig. 123–126

Fundort: Breiterberg (B01, B02, B19; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)

Olcostephanus (Substieria) cf. sulcosus (PAVLOW)

1981 *O. Substieria sulcosus* (PAVLOW); KEMPER et al., Textfig. 6c,d

Fundort: Hirschberg (Sammlung R. OBERHAUSER, Wien)

Olcostephanus (Lemurostephanus) sp.

1977 *Lemurostephanus* n. subgen.; THIEULOUY p. 432

Fundort: Bullerschkopf (11/4)

?*Olcostephanus villerensis* BAUMBERGER

1908 *Polyptychites villerensis* BAUMBERGER; BAUMBERGER p. 26, Textfig. 131–133.

Da es sich bei *P. villerensis* um eine Ober-Valanginian-Form handelt (vgl. BAUMBERGER, 1910 p. 37), nehmen wir eine Zugehörigkeit zu *Olcostephanus* an, da sich das Genus *Polyptychites* aufs jüngere Unter-Valanginian beschränkt (KEMPER et al., 1982, p. 305)

Fundort: Sonderberg (So25)

?*Olcostephanus juillerati* BAUMBERGER

1908 *Polyptychites juillerati* BAUMBERGER; BAUMBERGER p. 20, Taf. 17, Fig. 1, 2, Taf. 18, Fig. 3, 4, Textfig. 128–130

Fundort: Sonderberg (So28)

Olcostephanus sp.

Fundort: Ställerhöhe (13/1), Engenbach (3/4, 3/8), Sonderberg (So1, So26), Breiterberg (B19; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Hinteregger (33/30), Finsteraubach (50/11), Unter Osterguntentalpe (67/4), Frecht (15/x)

*) Die in dieser Aufstellung **halbfett** hervorgehobenen Tafel-, Figuren- und Probenhinweise beziehen sich auf Arten, die auf den Tafeln am Ende dieser Arbeit abgebildet sind.

Anmerkung der Schriftleitung.

- Dichotomites (Dichotomites) petschi* KEMPER
1978 *Dichotomites (Dichotomites) petschi* nov. sp.; KEMPER p. 211, Taf. 4, Fig. 1, 2
Fundort: Sonderberg (So16)
- Dichotomites (Dichotomites) cf. crassus* KEMPER
1978 *Dichotomites (Dichotomites) crassus* nov. sp.; KEMPER p. 210, Taf. 6, Fig. 3, Taf. 14, Fig. 2
Fundort: Sonderberg (So37)
- Dichotomites (Dichotomites) bidichotomites* KEMPER
1978 *Dichotomites (Dichotomites) bidichotomites* nov. sp.; KEMPER p. 206, Taf. 10, Fig. 2, Taf. 11, Fig. 2; Taf. 12, Fig. 4; Taf. 16, Fig. 4
Fundort: Bullerschkopf (11/6)
- Dichotomites (Dichotomites) sp.*
Fundort: Unter Osterguntenalpe (67/4), Sonderberg (So38)
- Thurmanniceras cf. gratianapolitense* (SAYN), (det. THIEULOU, cum syn.), (Taf. 8, Fig. 13)
1891 *Hoplites thurmanni* PICT. et CAMP.; KILIAN p. 125, Taf. 5, Fig. 1, 2
1901 *Thurmanniceras thurmanni* var. *gratianapolitense* SAYN; SAYN p. 41, Taf. 5, Fig. 2, 3, 4a,b
Fundort: Hirschberg Süd (B; Sammlung R. OBERHAUSER, Wien)
- Thurmanniceras cf. salientinum* SAYN, Taf. 8, Fig. 8
1901 *Thurmannia salientina* n. sp.; SAYN p. 45, Taf. 5, Fig. 6a,b, 7, 8
1982 *Thurmanniceras (Thurmanniceras) salientinum* SAYN; HOEDEMAEKER p. 52
Fundort: Buchen Vorsäss (VBI 1; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)
- Kilianella cf. pexiptycha* (UHLIG) (Taf. 8, Fig. 11a,b)
1901 *Thurmanniceras (Kilianella) cf. pexiptycha* (UHLIG; SAYN p. 49, Taf. 3, Fig. 15
Fundort: Hirschberg Süd (A.; Sammlung R. OBERHAUSER, Wien)
- Kilianella sp.*
Fundort: Hirschberg Süd (E; Sammlung R. OBERHAUSER, Wien), Engenbach (73/3), Hinteregger (33/30)
- Busnardoites gr. desori* (PICT. et CAMP.) = *subcampylotoxus* NIKOLOV, (Det. THIEULOU)
1977 *Busnardoites* nov. gen.; NIKOLOV p. 107
Fundort: Mellental (F1)
- Neocomitidae* inc. sed.
Fundort: Sonderberg (So9, So11, So17, So31, So39), Engenbach (3/6, 3/7, 3/18), Bullerschkopf (11/8, 11/10, 11/14), Ställerhöhe (13/14), Emmebach (15), Mellental (F2, F4), Finsteraubach (56/65, 51/11), Unter Osterguntenalpe (67/4)
- Neocomites cf. teschenensis* UHLIG
1901 *Neocomites teschenensis* UHLIG; SAYN p. 32, Taf. 3, Fig. 13a,b
Fundort: Unter Osterguntenalpe (67/4)
- Neocomites cf. neocomiensis* (d'ORB.)
1901 *Neocomites neocomiensis* (d'ORB.); SAYN p. 29, Taf. 3, Fig. 6
Fundort: Sonderberg (So40), Eichbüel (58)
- Neocomites subtenuis* (SAYN) var. (det. THIEULOU)
1901 *Neocomites neocomiensis* var. *subtenuis* (SAYN); SAYN p. 30, Taf. 3, Fig. 5a, 5b
1907 *Hoplites- (Neocomites)* Form; BAUMBERGER p. 15, Taf. 1, Fig. 16, 17
Fundort: Engenbach (73/3)
- Neocomites (Eristavites) pseudopexiptychus* (BAUMB.), (det. THIEULOU), Taf. 8, Fig. 10
1907 *Hoplites pseudo-pexiptychus* nov. sp.; BAUMBERGER p. 20, Taf. 1, Fig. 2, 3
Fundort: Eichbüel (58/9)
- Neocomites (Teschenites) neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG), (Taf. 8, Fig. 14)
1977 *N. (Teschenites) neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG); THIEULOU p. 95, Taf. 1, Fig. 1, Taf. 2, Fig. 1–3
Fundort: Sonderberg (So7, So8, So10, So13, So14)
- Neocomites (Teschenites) cf. neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG)
Fundort: Sonderberg (So34), Ställerhöhe (13/8), Hinteregger (33/30), Breiterberg (B27, B29, B33; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)
- Neocomites (Teschenites) pachydicranus* THIEULOU, Taf. 8, Fig. 1, 2
1977 *N. (Teschenites) pachydicranus* n. sp.; THIEULOU p. 100, Taf. 1, Fig. 2, Taf. 3, Fig. 1–6
Fundort: Breiterberg (B21, B31, B; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Ställerhöhe (13/5, 13/33), Engenbach (3/20), Emmebach (15)
- Neocomites (Teschenites) flucticulus* THIEULOU, Taf. 8, Fig. 4, 5
1977 *N. (Teschenites) flucticulus* n. sp.; THIEULOU p. 98, Taf. 3, Fig. 7–11
Fundort: Breiterberg (Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn B5, B16, B36, B39, B46), Feientobel (F7; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Engenbach (3/5), Eichbüel (58), E Xohlalpe (120)
- Neocomites (Teschenites) sp.*
1971 *Neocomites (Teschenites)* nov. gen.; THIEULOU p. 104
Fundort: Ställerhöhe (13/27)
- Karakaschiceras biassalensis* (KARAKASCH), Taf. 8, Fig. 9a,b
1903 *Hoplites biassalensis* KARAKASCH; BAUMBERGER p. 48, Taf. 10, Fig. 1–9
1981 *Karakaschiceras biassalensis* (KARAKASCH); KEMPER et al. p. 282, Taf. 40, Fig. 1,3
Fundort: Sonderberg (So3, So8, So12)
- Karakaschiceras cf. biassalensis* (KARAKASCH)
Karakaschiceras cf. quadristrangulatum (SAYN), (Det. THIEULOU), Taf. 8, Fig. 6
1901 *Leopoldia quadristrangulata* SAYN; SAYN p. 56, Taf. 3, Fig. 21; Taf. 5, Fig. 20
Fundort: Sonderberg (So4)
- Karakaschiceras sp.*
Fundort: Bullerschkopf (11/3, 11/12, 11/18), Engenbach (3/3), Hohe Kirche (125), Engenbach (3/14, 3/15), Hinteregger (33/30)
- Dicostella tuberculata* (ROMAN), Taf. 8, Fig. 12
1981 *Dicostella tuberculata* (ROMAN); KEMPER et al. p. 292, Taf. 43, Fig. 5,6; Taf. 46, Fig. 1–3,6,7; Taf. 47, Fig. 1,4,5
Fundort: Engenbach (3/10, 3/16)
- Dicostella sp.*
Fundort: Sonderberg (So30), Bullerschkopf (11/16)
- Eleniceras cf. stevrecensis* BRESKOVSKI
1967 *Eleniceras stevrecensis* gen. et sp. n.; BRESKOVSKI p. 49, Taf. 1, Fig. 1
Fundort: Engenbach (3/2)
- Eleniceras tchechitevi* BRESKOVSKI
1977 *Eleniceras tchechitevi* BRESKOVSKI; THIEULOU p. 105, Taf. 1, Fig. 4, Taf. 4, Fig. 2–4
Fundort: Sonderberg (So27); Emmebach (15/4); Ställerhöhe (70/9)
- Eleniceras cf. tchechitevi* BRESKOVSKI
Fundort: Eichbüel 58/2; Breiterberg (B24, B26; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Emmebach (15/4)
- Eleniceras transsylvanicum* (JEKELIUS), Taf. 7, Fig. 2)
1977 *Eleniceras transsylvanicum* (JEKELIUS); THIEULOU p. 106, Taf. 4, Fig. 5
Fundort: Sonderberg (So21)
- Eleniceras cf. transsylvanicum* (JEKELIUS)
Fundort: Feientobel (F5; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)
- Eleniceras nikolovi* BRESKOVSKI, Taf. 7, Fig. 1
1977 *Eleniceras nikolovi* BRESKOVSKI; THIEULOU p. 107, Taf. 4, Fig. 6
Fundort: Breiterberg (B11, B32; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)
- Eleniceras sp.*
Fundort: Sonderberg (So18, So19, So23, So29), Engenbach (3/14, 3/15); Emmebach (15/2)
- Sarasinella? sp. inc.* (Det. THIEULOU)
Fundort: Mellental (Fo)
- Sarasinella sp.*
Fundort: Hinteregger (33/30), Hohe Kirche (125)
- Criosarasinella mandovi* THIEULOU
1977 *Criosarasinella mandovi* n. sp.; THIEULOU p. 110, Taf. 5, Fig. 6, 7
Fundort: Breiterberg (B16; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)
- Criosarasinella sp.*
Fundort: Ställerhöhe (13/32)
- Breistrofferella varappensis* (BAUMBERGER), Taf. 8, Fig. 7

- 1977 *Breistrofferella varappensis* (BAUMBERGER); THIEULOUY p. 114, Taf. 6, Fig. 8,9
Fundort: Ställerrhöhe (13/3, 4, 5, 6, 7, 17), Feientobel (F19; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)
- Breistrofferella cf. varappensis* (BAUMBERGER)
Fundort: Ställerrhöhe (13/1, 19, 23)
- Breistrofferella castellanensis* (d'ORB.), Taf. 8, Fig. 3a,b
1977 *Breistrofferella castellanensis* (d'ORB.); THIEULOUY p. 113, Taf. 1, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 10,11
Fundort: Breiterberg (B18, B20, B41; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Feientobel (F1; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Sonderberg (So33), Engenbach (3/19), Niederen (107/6), Ställerrhöhe (13/18)
- Breistrofferella cf. castellanensis* (d'ORB.)
Fundort: Ställerrhöhe (13/18, 37, 38), Bocksberg (63/43), Breiterberg (B40; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)
- Acanthodiscus radiatus* BRUG.
1903 *Acanthodiscus radiatus* BRUG.; BAUMBERGER p. 13
Fundort: Emmebach (15/1), Ställerrhöhe (13/10, 13/12, 13/14, 13/25), Breiterberg (B22, B37, B38, BB50, BB1027; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn), Sonderberg (So15)
- Acanthodiscus cf. radiatus* BRUG.;
Fundort: Hohe Kirche (125/X), Ställerrhöhe (13/26), Triestenalpe (73/9)
- Nautilidae* sp. indet.; häufig
Hibolites pistilliformis (BLAINVILLE)
1979 *Hibolites pistilliformis* (BLAINVILLE); COMBEMOREL p. 69, Fig. 15
- Duvalia* sp.
1979 *Duvalia* gen.; COMBEMOREL p. 70
- Pseudobelus* sp.
1979 *Pseudobelus* gen.; COMBEMOREL p. 74
- Tropeothyris pilati* (BACHMANN), (det. MIDDELMISS 1985)
Tropeothyris sp. (det. MIDDELMISS)
Moutonithyris moutoniana (d'ORB.) (det. MIDDELMISS)
Nucleata strombecki SCHLOENBACH (det. MIDDELMISS)
Lamellaerhynchia sp. (det. MIDDELMISS)
Rugitela roemeri OWEN (det. MIDDELMISS)
Discoides rahbergensis JEANNET, sehr häufig
1934 *Discoides rahbergensis* nov. sp.; JEANNET p. 4; Taf. 1, Fig. 10–18
- Cluniaster rhenanus* JEANNET; sehr häufig
1934 *Cluniaster rhenanus* nov. sp.; JEANNET p. 6, Taf. 1, Fig. 3–8
- ?*Holaster* sp.
Cerithium ? arzierense DE LORIOU
1868 *Cerithium arzierense* DE LORIOU; DE LORIOU p. 11, Taf. 1, Fig. 4–5
- Pleurotomaria* sp.
Discaelia porosa E. DE FOMENTEL
1868 *Discaelia porosa* E. DE FOMENTEL; DE LORIOU p. 90, Taf. 8, Fig. 9–10
- Sporadopyle perlusa* GOLDF. var. *plana* ZEISE
1897 *Sporadopyle perlusa* GOLDF. sp. var. *plana* n. v.; ZEISE p. 302, Taf. 19, Fig. 3

4.5.2.4. Alter der Gemsmättli-Schicht

Neue biostratigraphische und paläontologische Arbeiten (u. a. BUSNARDO et al., 1979; THIEULOUY, 1977a; THIEULOUY, 1977b, KEMPER et al., 1981; HOEDEMAEKER, 1982) erlauben es uns heute, die Ammoniten der Gemsmättli-Schichten erstmals biostratigraphisch exakt einzustufen und damit den kondensierten Zeitumfang abzustecken. Die biostratigraphische Verbreitung aller neu aufgesammelten und bestimmten Ammoniten der Gemsmättli-Schicht ist in Abb. 23 unter Angabe der Referenzen zusammengestellt.

Damit umfaßt das kondensierte Zeitintervall der Gemsmättli-Schicht in Vorarlberg das ältere Unter-Valanginian bis ältere Unter-Hauterivian. Folgende Ammoniten-Zonen lassen sich sicher nachweisen: pertransiens-verrucosum-trinodosum-callidiscus-radiatus. Die campylotoxum-Zone

kann mit dieser Sammelfauna nicht nachgewiesen werden.

An sechs ausgewählten Ammonitenfaunen möchte ich kurz den mit Ammoniten belegten Altersumfang, der von Lokalität zu Lokalität markante Unterschiede aufzeigt, diskutieren.

a) Ammonitenfauna des Sonderbergs (Sammlung G. WYSSLING)

Diese Fauna wurde am nördlichen Sonderberg (Profil 64) neu aufgesammelt.

- Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *thetys thetys* (d'ORB.)
Protetragonites sp.
Himantoceras trinodosum THIEULOUY
Olcostephanus sp.
Olcostephanus cf. atherstoni (SHARPE)
? *Olcostephanus villerensis* BAUMBERGER
? *Olcostephanus juillerati* BAUMBERGER
Dichotomites (*Dichotomites*) cf. *crassus* KEMPER
Dichotomites (*Dichotomites*) *petschi* KEMPER
Dichotomites sp.
Neocomitidae gen.
Neocomites cf. *neocomiensis* (d'ORB.)
Neocomites (*Teschenites*) *neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG)
Neocomites (*Teschenites*) cf. *neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG)
Karakaschiceras biassalensis (KARAKASCH)
Karakaschiceras cf. quadristrangulatum (SAYN)
Dicostella sp.
Eleniceras tchekitevi BRESKOVSKI
Eleniceras transsylvanicum (JEKELIUS)
Eleniceras sp.
Breistrofferella castellanensis (d'ORB.)
Acanthodiscus radiatus BRUG.

Alter: Diese neu aufgesammelte Ammonitenfauna belegt sämtliche drei Ammonitenzonen des Ober-Valanginian (callidiscus-, trinodosum-, verrucosum-Zone) sowie das basale Unter-Hauterivian (radiatus-Zone). Die verrucosum-Zone ist durch das vermehrte Auftreten von *Karakaschiceras biassalensis* (KARAKASCH), *K. cf. quadristrangulatum* (SAYN) gegeben. Die radiatus-Zone ist am Sonderberg eindeutig mit dem Auftreten von *A. radiatus* BRUG. und *Breistrofferella castellanensis* (d'ORB.) vertreten.

b) Breiterberg

(Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn)

- Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *thetys thetys* (d'ORB.)
Neolissoceras grasianum (d'ORB.)
Olcostephanus (*Olcostephanus*) *sakalavensis* (BESAIRIE)
Olcostephanus (*Olcostephanus*) *salinarius* (SPATH)
Olcostephanus (*Olcostephanus*) cf. *atherstoni* (SHARPE)
Olcostephanus sp.
Neocomites (*Teschenites*) *pachydicranus* THIEULOUY
Neocomites (*Teschenites*) *flucticululus* THIEULOUY
Eleniceras cf. *tchekitevi* BRESKOVSKI
Eleniceras nikolovi BRESKOVSKI
Criosarasinella mandovi THIEULOUY
Breistrofferella varappensis (BAUMBERGER)
Breistrofferella cf. varappensis (BAUMBERGER)
Breistrofferella castellanensis (d'ORB.)
Breistrofferella cf. castellanensis (d'ORB.)
Acanthodiscus radiatus BRUG.

Alter: Diese artenreiche Ammonitenfauna repräsentiert das ältere Unter-Hauterivian (radiatus-Zone) und das jüngere Ober-Valanginian (callidiscus-Zone). Während die hier vorhandenen *Olcostephaniden* das obere Valanginian angeben, markieren die häufig auftretenden Ammoniten der Gattung *Breistrofferella* das basale Hauterivian (radiatus-Zone).

c) Ställerrhöhe

(Profil 70; Sammlung G. WYSSLING)

- Neolissoceras grasianum* (d'ORB.)
Olcostephanus (*Olcostephanus*) *sayni* KILIAN
Neocomitidae gen.
Neocomites (*Teschenites*) *pachydicranus* THIEULOUY
Neocomites (*Teschenites*) sp.

D

AMMONITEN	Unter-Valanginian			Ober-Valanginian			Hauter.
	oto-peta	pertransiens	campylotoxum	verrucosum	trino-dosum	calli-discus	
HYPOPHYLLLOCERAS H. thetys thetys (D'ORB.)				1			
PROTETRAGONITES P. sp.				2			
HIMANTOCERAS H. trinodosum THIEULOU					3		
NEOLISSOCERAS N. graslanum (D'ORB.)				4			
LEMUROSTEPHANUS L. sp.					3		
OLCOSTEPHANUS O. sayni KILIAN				3			
O. cf. sakalavensis (BESAIRIE)				4			
O. cf. salinarlus (SPATH)				4	5		
O. cf. atherstoni (SHARPE)				4			
O. cf. sulcosus (PAVLOW)						6	
O. cf. imbricata BAUMBERGER					7		
O. cf. singularis BAUMBERGER							7
O. ? villerensis (BAUMBERGER)				7			
O. ? jullierati (BAUMBERGER)				7			
DICHOTOMITES D. petschi KEMPER					8		
D. cf. crassus KEMPER					8		
D. bidichotomoides KEMPER						10	
THURMANNICERAS T. cf. gratianopolitense (SAYN)	9						
T. cf. salientium SAYN	9						
KILIANELLA K. cf. pexiptycha (UHLIG)		9					
BUSNARDOITES B. gr. desori (PICT. et C.)				11			
NEOCOMITES N. cf. neocomiensis (D'ORB.)				3			
N. cf. teschenensis UHLIG				7			
N. pseudopexiptychus (BAUMBERGER)				11			
N. subtenulis var. (SAYN)				11			
TESCHENITES T. neocomiensiformis (UHLIG)						11	
T. pachydicanus THIEULOU						10	
T. flucticulus THIEULOU						10	
KARAKASCHICERAS K. biassalensis (KARAKASCH)				8			
K. cf. quadristrangulatum (SAYN)				11			
DICOSTELLA D. tuberculata ROMAN						8	
ELENICERAS E. cf. stevrecensis BRESKOVSKI						11	
E. tchechtitevi BRESKOVSKI						11	
E. transylvanicum (JEKELIUS)						11	
E. nikolovi BRESKOVSKI						11	11
SARASINELLA S. sp.				3			
CRIOSARASINELLA C. mandovi THIEULOU						11	
BREISTROFFERELLA B. varappensis (BAUMBERGER)							11
B. castellanensis (D'ORB.)							11
ACANTHODISCUS A. radiatus BRUG.							3
Ammoniten-Zonen	oto-peta	pertransiens	campylotoxum	verrucosum	trino-dosum	calli-discus	radiatus

Abb. 23: Biostratigraphische Verbreitung der Ammoniten der Gemsmättli-Schicht in Vorarlberg und im Allgäu.

Eleniceras tchekchitevi BRESKOVSKI
Criosarasinella sp.
Breistrofferella varappensis (d'ORB.)
Breistrofferella cf. *varappensis* (d'ORB.)
Breistrofferella castellanensis (d'ORB.)
Acanthodiscus radiatus BRUG.

Alter: Diese Ammonitenfauna, charakterisiert durch das häufige Auftreten von *Acanthodiscus radiatus* BRUG. (4 Exemplare) und der Gattung *Breistrofferella* (12 Exemplare), belegt das ältere Unter-Hauterivian (radiatus-Zone). Nur *Eleniceras tchekchitevi* BRESKOVSKI zeigt, daß auch das Ober-Valanginian (obere trinodosum- bis untere callidiscus-Zone; THIEULOUY, 1977a) in dieser Fauna kondensiert ist.

d) Bullerschkopf

(Profil 69; Sammlung G. WYSSLING)

Himantoceras trinodosum THIEULOUY
Neolissoceras grasianum (d'ORB.)
Olcostephanus (Olcostephanus) sayni KILIAN
Olcostephanus (Lemurostephanus) sp.
Dichotomites (Dichotomites) bidichotomoides KEMPER
 Neocomitidae gen.
Karakaschiceras sp.
Dicostella sp.

Breistrofferella cf. *castellensis* (d'ORB.)

Alter: Diese Ammonitenfauna belegt das Ober-Valanginian. Die in mehreren Exemplaren vorliegenden Ammoniten der Gattung *Karakaschiceras* zeigen die verrucosum-Zone an (KEMPER et al., 1982; BUSNARDO et al., 1978). Die trinodosum-Zone ist mit dem Zonenammoniten, die callidiscus-Zone mit *Dichotomites (Dichotomites) bidichotomoides* KEMPER (THIEULOUY, 1977b) belegt. Das Unter-Hauterivian wird in dieser Ammonitenfauna mit der Gattung *Breistrofferella* vertreten.

e) Engenbach

(Profil 73; Sammlung G. WYSSLING):

Protetragonites sp.
Neolissoceras grasianum (d'ORB.)
Kilianella sp.
 Neocomitidae gen.
Neocomites subtenuis (SAYN)
Neocomites (Teschenites) pachydicranus THIEULOUY
Neocomites (Teschenites) flucticulus THIEULOUY
Karakaschiceras sp.
Dicostella tuberculata (ROMAN)
Eleniceras cf. *stevrecensis* BRESKOVSKI
Eleniceras sp.
Breistrofferella castellanensis (d'ORB.)

Alter: Das Auftreten von *Kilianella* sp. zeigt, daß in dieser Fauna Anteile des jüngeren Unter-Valanginian sicher kondensiert sind. Das jüngere Ober-Valanginian (callidiscus-Zone) und das ältere Unter-Hauterivian (radiatus-Zone) sind mit *Dicostella tuberculata* (ROMAN) bzw. *Breistrofferella castellanensis* (d'ORB.) belegt. Das Auftreten von *Karakaschiceras* sp. und *Neocomites subtenuis* (SAYN) ist ein Hinweis auf den Zeitabschnitt verrucosum- bis basale trinodosum-Zone.

f) Hirschberg Süd

(Sammlung R. OBERHAUSER, Wien)

Protetragonites sp.
Olcostephanus (Subasteria) cf. sulcosus (PAVLOW)
Thurmanniceras cf. gratianopolitense (SAYN)
Kilianella cf. pexiptycha (UHLIG)
Kilianella sp.
 Neocomitidae gen.

Diese neu bestimmte Gemsmättli-Fauna, welche von R. OBERHAUSER (1951: 8) aus Sturzblöcken am Südbang des Hirschbergs aufgesammelt wurde, vertritt sicher das ältere Unter-Valanginian (pertransiens-Zone). *Kilianella* cf. *pexiptycha* (UHLIG), beschränkt sich nach HOEDEMAEKER (1982, Beilage 4) in SE-Spanien auf die trezansiens-pexiptychum Unterzone. Diese entspricht der jüngeren pertransiens-Zone (BUSNARDO & THIEULOUY, 1979). *Thurmanniceras* cf. *gratianopolitense* (SAYN) ist eine typische Form des älteren Unter-Valanginians, sie setzt in der otopeta-Zone ein und besitzt ihre größte Verbreitung in der pertransiens-Zone (ARNAUD & THIEULOUY, 1979). *Thurmanniceras* cf. *gratiano-*

politense (SAYN) ist eine typische Form des älteren Unter-Valanginians, sie setzt in der otopeta-Zone ein und besitzt ihre größte Verbreitung in der pertransiens-Zone (ARNAUD & THIEULOUY, 1981; HOEDEMAEKER, 1982). *Olcostephanus (Subasteria) cf. sulcosus* (PAVLOW) tritt erstmals in der trinodosum-Zone (jüngeres Ober-Valanginian) auf und reicht bis ins Unter-Hauterivian.

4.5.2.5. Fazies

a) Der Hardground

Im nördlichen Ablagerungsraum setzt die Gemsmättli-Schicht mit einem Hardground über der Betlis- und Oerfla-Formation ein. In Abb. 22 sind die Formationen im Liegenden der Gemsmättli-Schicht dargestellt.

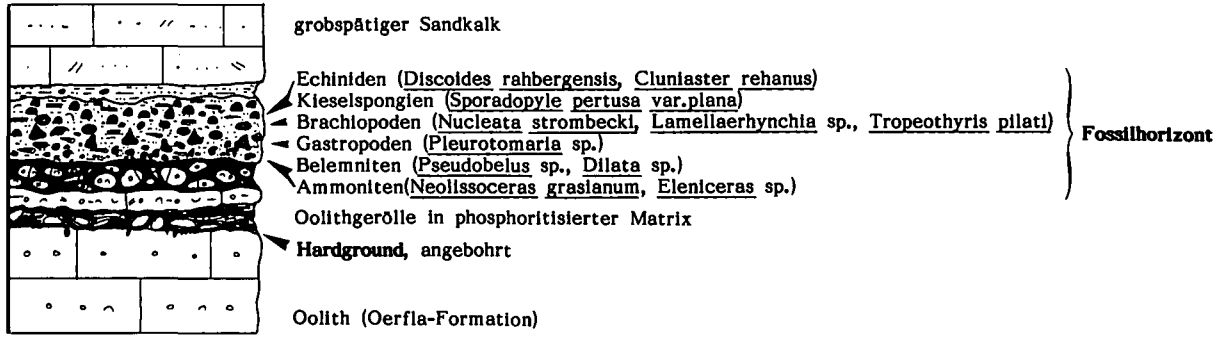
Die Morphologie der Hardground-Oberfläche ändert sich von Aufschluß zu Aufschluß. Dort, wo die Gemsmättli-Schicht direkt den bioklastischen Oolithen der Oerfla-Formation aufliegt, ist das Dach der liegenden Formation oft deutlich angebohrt, zeigt mikritische Internsedimente mit Sanduhrgefüge, die einer ersten A-Zementgeneration aufliegen (Typ 1; ASSOUNI & PURSER, 1983: 275) und ist in den obersten mm bis cm mit Phosphorit imprägniert. Die Phosphoritierung beschränkt sich hauptsächlich auf den Intergranularraum. Die Bohrgänge (u. a. von Lithophagen) durchbohren die mikritischen Internsedimente und sind mit fein- bis grobsandigen (Pygurus-Quarzsand) Biomikriten sowie mit Glaukonit erfüllt und meist phosphoritisiert. Das Dach der Oerfla-Formation zeigt eine flache bis höckerige Oberfläche, vereinzelt mit untiefen (max. 0,5 m), flachen Mulden und Taschen. Ausgeprägte Stylolithbildungen akzentuieren oft diese Obergrenze, angebohrte Oberflächen sind hier dann nur selten oder reliktsch erhalten.

Dort, wo die Gemsmättli-Schicht direkt den feinsandigen Sichel-Kalk-Äquivalenten aufliegt, wird der Hardground durch eine dünne Glaukonitlage gebildet. Bioturbationsspuren (Wühlspuren) reichen bis einige dm ins Liegende hinab und sind vor allem von Glaukonit und Quarz erfüllt. Bohrspuren habe ich nur im Gebiet des Bullerschkopfes vereinzelt beobachtet.

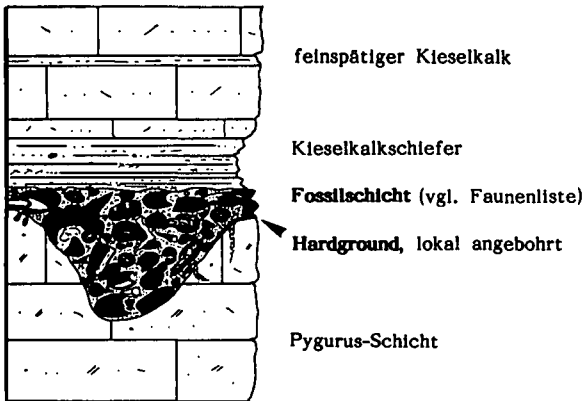
Am Kummaberg, wo die Gemsmättli-Schicht den Pygurus-Schichten aufliegt, fehlt der typische Hardground. Das Dach der Pygurus-Schichten zeigt hier ein karrenartiges Relief, welches sich nur lokal durch Anreicherungen von Pyrit und Phosphorit abgrenzen läßt, meist aber sehr diffus ist und sich nicht genau von den darüber folgenden, aufgearbeiteten, z. T. randlich phosphoritisierten Pygurus-Geröllen abtrennen läßt (HEIM & BAUMBERGER, 1933: 168).

Stromatoloide Krusten habe ich nur im Gebiet zwischen Hirschau und Schnepfau (Profil 82, Abb. 24) beobachtet. Hier wird die höckerige sowie angebohrte Oberfläche der liegenden feinspätigen Kalke (Sichel-Kalk-Äquivalente) lokal von einer bis 1,5 cm mächtigen, phosphoritisierten stromatoloiden Kruste überzogen. In der darüberfolgenden Fossilschicht sind bis zu tellergroße Fetzen dieser Kruste aufgearbeitet. Zwischen den feinschichtigen, stromatoloiden Lagen, lokal mit „Blumenkohlstrukturen“, treten Quarz agglutinierende Foraminiferen, Bryozoen und Schwämme auf. Bei den aufgewachsenen, agglutinierenden Foraminiferen dominieren die einkammerigen (Vertreter der Unterfamilie Hemisphaerammininae) deutlich über die mehrkammerigen Formen (Formen aus der Unterfamilie der Placopsilininae). Algenfäden habe ich nicht beobachtet.

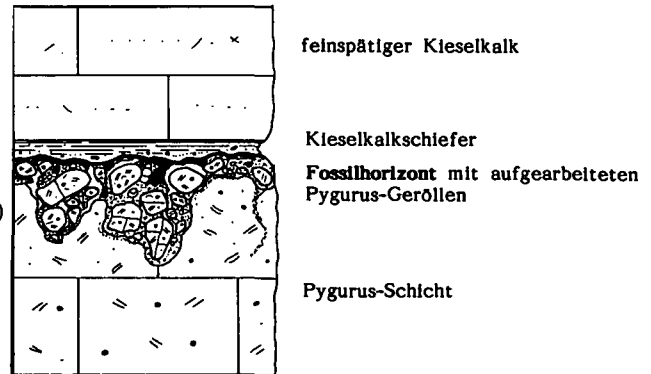
Fegg östlich Bezau (Profil 15)



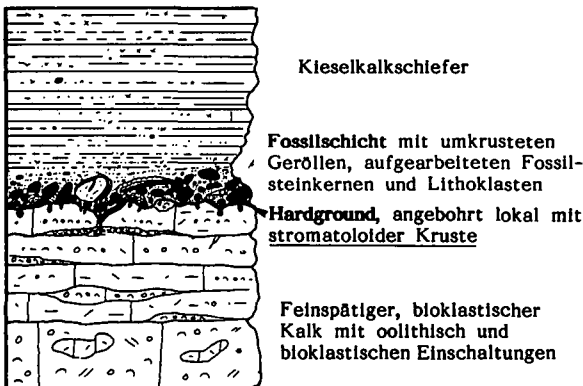
Sonderberg (Profil 65)



Kummaberg (Profil 63)



Hirschau Ost (Profil 82)



Bucher Schroffen (Profil F)

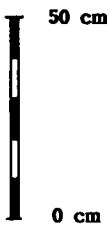
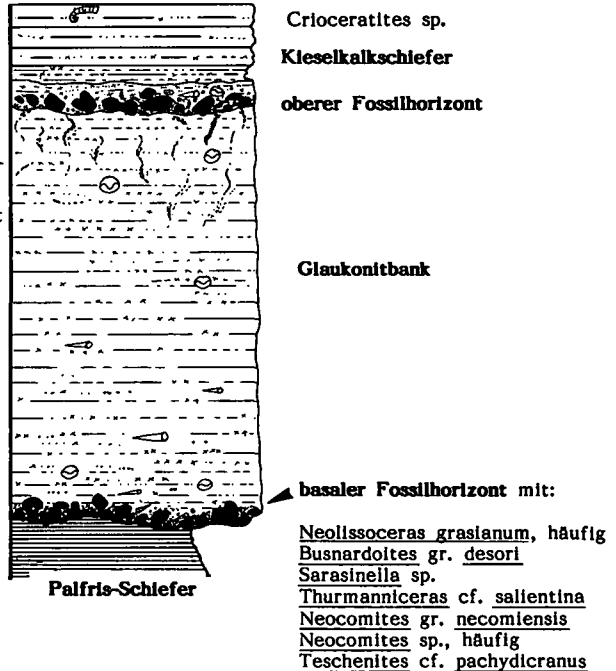


Abb. 24: Detailprofile durch die Gemsmättli-Schicht.

b) Die Fossilschicht

Dem Hardground liegt die Fossilschicht auf. Ihr Auftreten ist fleckenhaft und hauptsächlich auf flache Mulden und Taschen beschränkt. Neben den oft phosphorisierten Fossilsteinkernen (Ammoniten, Nautiliden, Brachiopoden, Kieselschwämmen, Echiniden) und Belemniten treten aufgearbeitete, randlich oder ganz phosphorisierte Gerölle auf (Oosparite der Oerfla-Formation, bioklastische Sandkalke der Pygurus-Schichten, feinspätige Sichel-Kalk-Äquivalente). Die Phosphorisierung beschränkt sich bei den Oolith-Geröllen auf den Intergranularraum. Vereinzelt werden diese Gerölle von stromatoloiden Krusten umhüllt, die denselben Aufbau und die gleiche Zusammensetzung wie die stromatoloiden Hardgroundkruste besitzen.

Die Matrix zwischen den Komponenten bildet ein Intra-Biomikrit (Wackestone bis Packstone) mit fein- und grobsandigem Quarz (Pygurus-Sand), Glaukonit und Echinodermen. Bryozoen, Bivalven und Foraminiferen treten nur untergeordnet auf. Die Matrix der Fossilschicht ist nur vereinzelt phosphorisiert, wobei aber die aufgearbeiteten Komponenten meist stärker phosphorisiert sind als die Matrix.

Innerhalb der Fossilschicht konnte ich an mehreren Lokalitäten (Profil 63, 82, 123) ein markantes Internsediment beobachten. Es handelt sich dabei um einen hellgrauen Mikrit (Wackestone) mit Echinodermen, Foraminiferen (Lenticulinen) und vereinzelt Ostrakoden, Pellets, Peloiden. Quarz und Glaukonit treten nur untergeordnet auf. Diese Mikritfüllungen beschränken sich auf Risse und kleine Spalten, welche die bereits phosphorisierten Komponenten und Matrix durchschlagen, sowie auf Primäre und Lösungshohlräume.

Innerhalb der Fossilschicht zeigen die Fossilien eine ungeordnete chaotische Einbettung. Die Fossilsteinkerne sind nur vereinzelt abgerollt. Bei einigen Ammoniten zeichnet sich eine Gehäuseseite durch stärkere Lösungserscheinungen aus, ist angebohrt und selten von Serpuliden bewachsen.

Die Fossilsteinkerne besitzen mehrere, unterschiedliche Sedimentfüllungen. An zwei Ammonitensteinkernen (*Eleniceras* sp. und *Teschenites* sp.) wurden folgende Sedimentfüllungen erkannt:

- phosphorisierte, spiculitische Mikrit (Mudstone bis Wackestone)
- phosphorisierte Mikrit (Wackestone) mit Echinodermenbruchstücken, Spongienskleren und vereinzelt benthonischen Foraminiferen. Glaukonit und Quarz mit bimodaler Korngrößenverteilung treten mit ca. 5 % auf.
- grauer Echinodermen-Bryozoenmikrit (Wackestone) mit Quarz (Pygurus-Sand) und Glaukonit.
- die jüngste, hellgraue Sedimentfüllung besteht vor allem aus Peloiden, z. T. mit kleinen Ostrakoden und zeigt in einigen Kammern inverse Gradierungen der Komponenten.

Das Vorkommen von schwarzen, stark phosphorisierten Fossilsteinkernen (quarzsandiger Biomikrit) beschränkt sich auf die Zone nördliches Mellental – Hirschbergalpe. In den nördlichen Ablagerungsbereichen weisen die Ammoniten generell eine geringe Phosphorisierung auf. Die jüngsten Formen sind nur untergeordnet phosphorisiert.

In den südlichen Faziesbereichen, wo die Gemsmättli-Schicht vom Diphyoides-Kalk überlagert wird, besitzen

die Ammonitensteinkerne stets eine hellgraue (Radiolarien-Spongien)-Mikritfüllung.

Nur bei Fegg-Vorsäß, östlich Bezau (Profil 15, Abb. 24), ließ sich innerhalb des oberen Anteils der kondensierten Fossilschicht eine sich vertikal signifikant verändernde Faunengemeinschaft (Biozönose) beobachten. Der untere Anteil der Fossilschicht wird hier durch eine geringmächtige, spätige Kalkbank (Biomikrit, Packstone) zweigeteilt und ist reich an aufgearbeiteten Oolithgeröllen, deren Matrix phosphorisiert ist. An Fossilien treten vereinzelt phosphorisierte Bruchstücke von Ammoniten (*Olcostephanus* sp.), Belemniten (u. a. *Duvalia dilatata*) und Brachiopoden auf.

Im oberen Anteil der Fossilschicht läßt sich innerhalb des etwa 15 cm starken Fossilhorizontes von unten nach oben folgende Faunenveränderung beobachten: Im basalen Teil dieses Fossilhorizontes dominieren Belemniten (*Pseudobelus* sp., *Duvalia* sp.) und Bruchstücke von Ammoniten (*Neolissoceras grasianum* [d'ORB.], *Eleniceras* sp.). Darüber folgt ein Horizont, der im basalen Bereich reich an Gastropoden (vor allem Pleurotomarien) ist. Etwa in der Mitte dieses Horizontes setzen Brachiopoden ein (*Nucleata strombecki* SCHLOENBACH, *Lamellaerhynchia* sp., *Tropeothyris pilati* (KAUFMANN)). Der oberste Anteil dieses Fossilhorizontes wird durch das gemeinsame, häufige Auftreten von Echiniden (*Discoidea rahbergensis* JEANNET, sehr häufig; *Cluniaster rehanus* JEANNET) und Kieselschwämmen (*Sporadopyle pertusa* GOLDF. sp. var. *plana* ZEISE) charakterisiert. Die Fossilien liegen als mäßig phosphorisierte Steinkerne vor. Die feinspätige, sandige Matrix (Wackestone bis Packstone) zwischen den ruditischen phosphorisierten Fossilsteinkernen und aufgearbeiteten Lithoklasten ist nur wenig phosphorisiert. In der mikritischen Matrix schwimmen: Echinodermen-Bruchstücke, vereinzelt Bryozoen, Bivalven und selten Foraminiferen (Textulariden) sowie Peloiden. Glaukonit und grobsandiger Quarz treten lokal angehäuft auf.

c) Die Glaukonitbank

Die Verbreitung der Glaukonitbank beschränkt sich hauptsächlich auf die südlichen Ablagerungsbereiche. Im Mellental (Profil F; Abb. 24) setzt die Glaukonitbank über einem basalen Fossilhorizont mit aufgearbeiteten Ammonitensteinkernen ein, die ohne Hardground den Palfris-Schiefern aufliegen. In der 1,2 m mächtigen Glaukonitbank, einem feinsandreichen Kalkmergel mit Glaukonit und Pygurus-Sand, treten an Fossilien Belemniten und Brachiopoden auf. Die Brachiopoden besitzen eine mikritische, hellgraue Füllung. Im Dünnschliff zeigt diese mikritische Füllung (Mudstone bis Wackestone) vereinzelt kleine Echinodermen-Bruchstücke und Glaukonitkörner. Der obere Abschnitt der Glaukonitbank ist intensiv bioturbiert. Die Bioturbationspuren besitzen einen erhöhten Glaukonitgehalt.

4.5.2.6. Ablagerungsmilieu der Gemsmättli-Schicht

Die angebohrte und lokal mit Phosphorit imprägnierte Oberfläche der bioklastischen Oolithe (Oerfla-Formation) im Liegenden der Gemsmättli-Schicht dokumentiert eine längere Sedimentationsunterbrechung. Diese Hardgroundbildung muß bereits vor der Ablagerung der Sedimente der Betlis-Formation eingesetzt haben, da im Dach der Oerfla-Formation im Liegenden des Betlis-Kalkes oder der Spitzern-Schichten ein angebohrter, ankeritisch-dolomitisch verkleisterter Hardground vorliegt.

Das Auftreten von agglutinierenden Foraminiferen, Bryozoen und Spongien in den stromatoloiden Krusten (Bakterienmatten) über dem Hardground verbunden mit dem Fehlen jeglicher Algenstrukturen werte ich als Hinweis, daß die Wassertiefe während der Ablagerung der Gemsmättli-Schicht unter dem euphotischen Bereich lag.

Die verschiedenen Sedimentfüllungen in den Ammonitengehäusen (siehe auch HALDIMANN, 1977) zeigen, daß die Ammoniten mehrmals aufgearbeitet wurden. Aufgrund der beobachteten Sedimentfüllungen von *Eleniceras* sp. und *Teschenites* sp. (Biostratigraphische Verbreitung beider Gattungen: jüngers Ober-Valanginian bis älteres Unter-Hauterivian) fand zuerst eine Einbettung in einem mikritisch spiculitischen, heute nicht mehr erhaltenen Sediment statt. Nachfolgend wurden die Fossilien aufgearbeitet, mit einem Quarz-Bio-Mikrit gefüllt und anschließend teilweise phosphoritisiert.

Die Zusammensetzung der Fauna in der Fossilschicht zeigt, daß während des älteren Hauterivian (radiatus-Zone) wohl durch erhöhte Strömungen (winnowing) die bereits phosphoritisierten Fossilsteinkerne exhumiert und angereichert wurden. In der Oerfla-Schlucht konnte ich unmittelbar aus der, der Fossilschicht aufliegenden glaukonitischen Bank einen *Acanthodiscus radiatus* BRUG. bergen. Da ich dieselbe Art auch innerhalb der Fossilschicht fand, muß diese Aufarbeitung und Zusammenschwemmung der Fossilsteinkerne während der Zeit der älteren radiatus-Zone erfolgt sein.

Nur in Fegg (Profil 15) läßt sich in der Fossilschicht eine Biozönose aus dem jüngeren Valanginian erkennen. Über den aufgearbeiteten, oolithischen Geröllen folgt eine kondensierte Zone mit Bruchstücken von Ammoniten, Belemniten und phosphoritisierten Lithoklasten. Die darüber folgenden, häufig auftretenden „räuberischen“ Gastropoden (Pleurotomarien) vermochten, da sie sich nicht von Algen ernährten, im aphotischen Bereich zu leben. Der Hardground mit den Geröllen bot den Brachiopoden ein gutes Substrat zur Befestigung ihres Stiels. Erst mit Zufuhr von Feinsand entstand alsdann ein ideales Milieu für die im Sediment lebenden irregulären Echiniden. Die sandige Sedimentoberfläche war von Kiesel-spongien besiedelt.

Das jüngste, durch seine hellgraue Farbe auffallende, mikritische Internsediment, das in die Fossilschicht eindringt, belegt eine späte Phase mit mikritischer Sedimentation. Dieses feinkörnige Sediment wurde später größtenteils wieder ausgewaschen. In den südlichen Profilen (F, 61) besitzen die in der Glaukonitbank auftretenden Brachiopoden eine ähnliche mikritische Sedimentfüllung.

Da sich das Vorkommen von stark phosphoritisierten, schwarzen Ammoniten-Steinkernen nur auf einen schmalen, dem früheren Plattformrand des jüngeren Berriasian parallelverlaufenden Streifen (Hinteres Mellental im Westen – südlicher Hirschberg im Osten) beschränkt, interpretiere ich diesen Streifen als Bereich in welchem während des Ober-Valanginian bis Unter-Hauterivian am Meerboden eine sauerstoffarme Zone vorlag. Die hohe biogene Produktivität, welche in der nördlich folgenden Plattform vorlag und durch aufsteigendes (upwelling) nährstoffreiches Tiefenwasser gefördert wurde, führte zur Anreicherung von PO_4 am Rande dieser O_2 -Minimumzone. Die intensive Bioturbation im gleichaltrigen Vorarlberger Diphyoides-Kalk zeigt, daß in den südlich folgenden, tieferen Ablagerungsbereichen sauerstoffreiches Bodenwasser vorlag.

4.5.3. Vorarlberger Diphyoides-Kalk

4.5.3.1. Historisches und Problematik der lithostratigraphischen Zuordnung

Die Bezeichnung Diphyoides-Kalk, benannt nach *Pygope diphyoides* (d'ORB.), wurde von HEIM (1907) für die hell anwitternden, hemipelagischen Kalke des Valanginian eingeführt und als bathyales Äquivalent des neritischen Bellis-Kalkes im südlichen Faziesbereich verstanden. FICHTER (1934) erkannte am Bauen (Zentralschweiz) eine Zweiteilung des Diphyoides-Kalkes durch die Gemsmättli-Schicht und benannte den mikritischen Kalk im Liegenden der Gemsmättli-Schicht Diphyoides-Kalk s. str., jenen im Hangenden der Gemsmättli-Schicht „Graue Schiefermergel“.

Dem Vorschlag von ISCHI (1978) und STRASSER (in BÜRGER & STRASSER, 1981: 550) die „Grauen Schiefermergel“ als Formationsglied der Diphyoides-Kalk-Formation (STRASSER, 1979) aufzufassen, kann nicht gefolgt werden, da die Gemsmättli-Schicht, die sich lokal zwischen die „Grauen Schiefermergel“ und den Diphyoides-Kalk s. str. (FICHTER, 1934) eingeschaltet, schon früher als basales Formationsglied (HALDIMANN, 1977) der Helvetischen Kieselkalk-Formation definiert wurde.

Da der Diphyoides-Kalk im mittleren Bregenzerwald der Gemsmättli-Schicht aufliegt, stellt er zweifellos ein Äquivalent der „Grauen Schiefermergel“ (FICHTER, 1934) dar. Dies wird indirekt auch durch die Funde von heteromorphen Ammoniten, die ein Hauterivian Alter implizieren (WYSSLING, 1978), bestätigt. In den südlichen Faziesbereichen, wo er den Palfris-Schiefern aufliegt, erinnern nur noch vereinzelte Glaukonit- und Quarzkörner (Pygurus-Sand) im basalen Abschnitt des Diphyoides-Kalkes an die Gemsmättli-Schicht.

Da sich nun aber der Name Diphyoides-Kalk in Vorarlberg schon seit langem (z. B. SAX, 1925; SCHAAD, 1926; HEIM & BAUMBERGER, 1933) behaupten konnte, soll er weiterhin beibehalten werden, umso mehr als auch die namensgebende *Pygope diphyoides* (d'ORB.) im Gegensatz zum Diphyoides-Kalk s. str. in der Schweiz (STRASSER, 1978) relativ häufig auftritt.

Aus den oben erwähnten Gründen definieren wir nun in Vorarlberg den Vorarlberger Diphyoides-Kalk als Member der Helvetischen Kieselkalk-Formation.

4.5.3.2. Definition des Vorarlberger Diphyoides-Kalkes

Synonyme

- „Valanginienkalk“ HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1982K)
 „Diphyoideskalk“ SAX (1925), SCHAAD (1926a), HEIM & BAUMBERGER (1933), OBERHAUSER (1980), RICHTER (1969), FELBER & WYSSLING (1979)

Referenzprofile

Die Abfolge des Diphyoides-Kalkes lassen sich am besten im hinteren Mellental (Profile 2, 9, 18, 19, R) und südlich der Kanisfluh im Gebiet zwischen dem Wurzsachsattel (Profil 101) und der Freudenbergeralpe (Profil f) studieren. Der großflächige Diphyoides-Kalk-Aufschluß nordöstlich der Wildgüntenalpe wurde wegen der guten Aufschlußverhältnisse und Begehbarkeit als Referenzprofil gewählt (Profil 45, Abb. 25; Koord. [L.K. der Schweiz]: 784.000/244.580; 1560 m ü. M.). Ober-

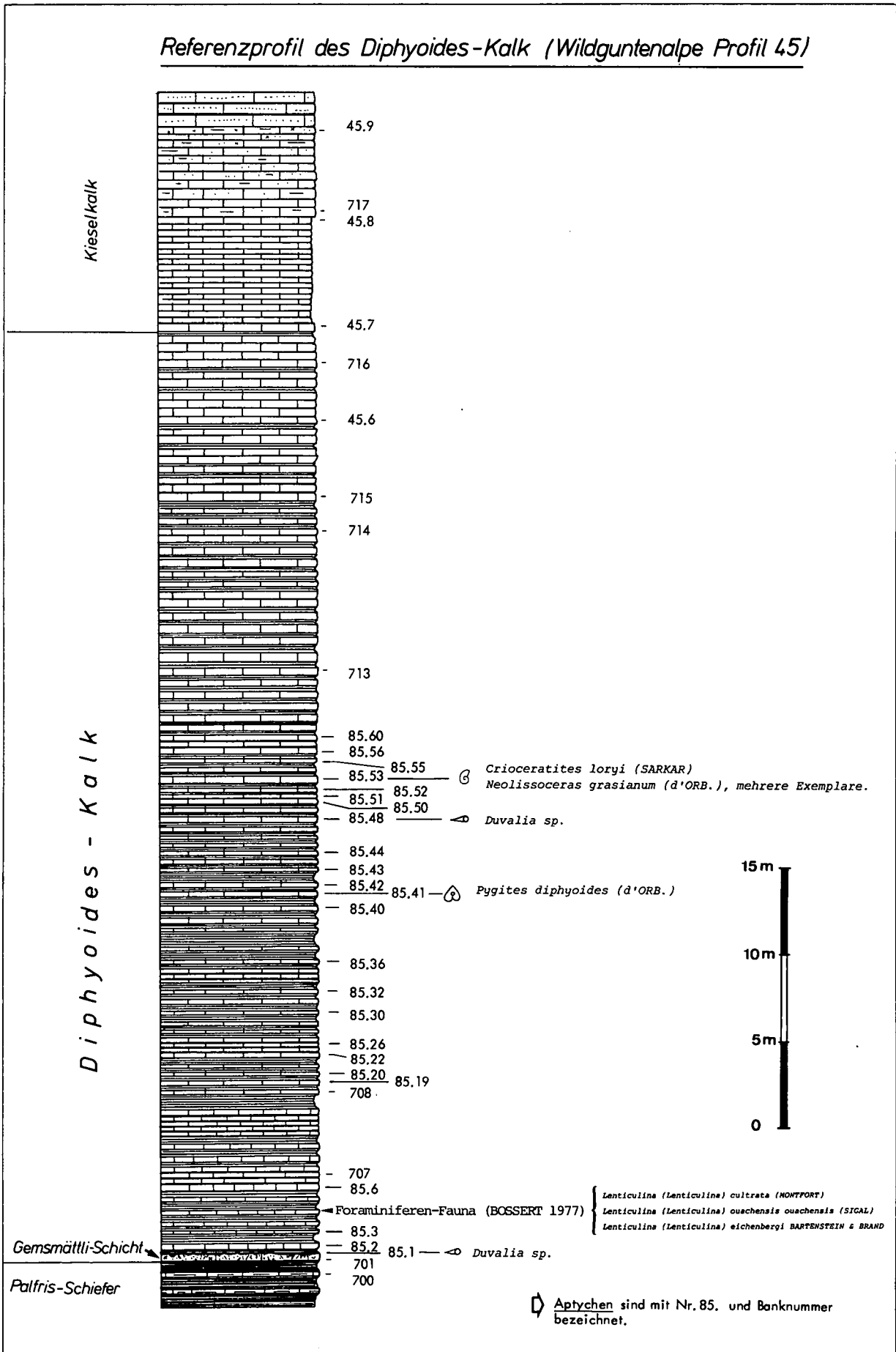


Abb. 25: Referenzprofil des Vorarlberger Diphyoides-Kalkes; Wildguntentalpe (Profil 45) im südlichen Bregenzerwald.

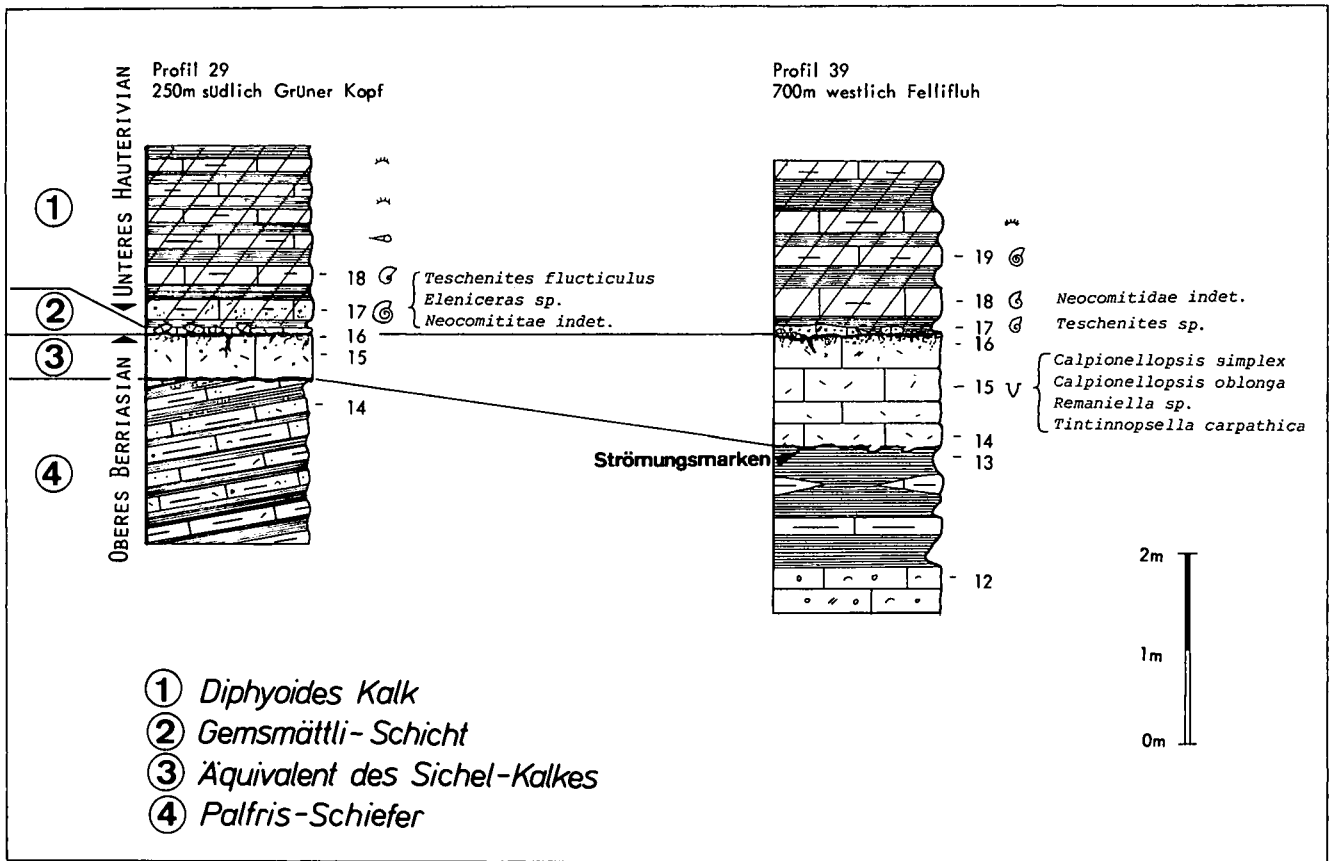


Abb. 26: Detailprofile durch die Untergrenze des Vorarlberger *Diphyoides*-Kalkes im östlichen Vorarlberg (westlich des Hohen Ifens).

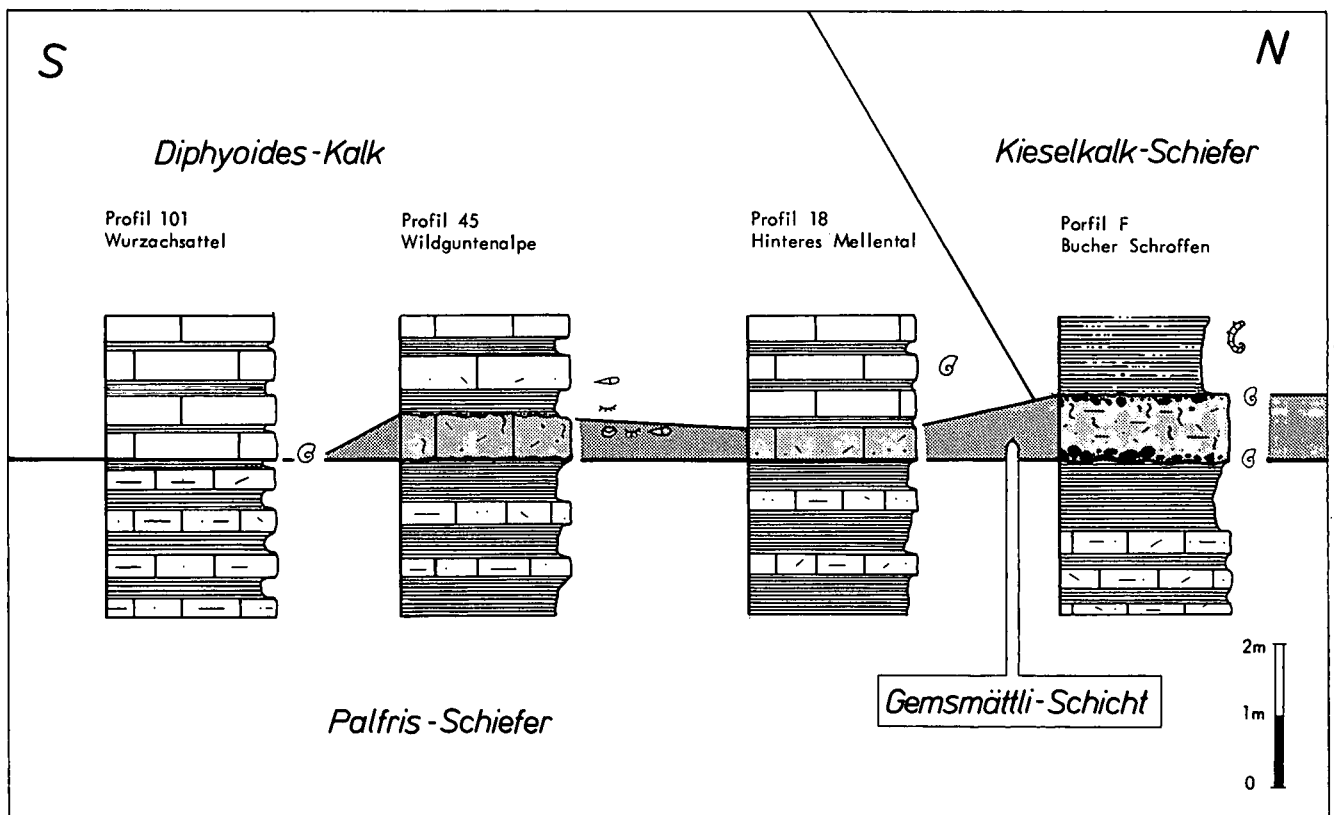


Abb. 27: Detailprofile durch die Untergrenze des Vorarlberger *Diphyoides*-Kalkes zwischen Mellental und Wurzachsattel.

und Untergrenze sind hier gut aufgeschlossen und zugänglich.

Lithologie

Der Diphyoides-Kalk zeigt eine monotone Kalk/Schiefermergel-Wechselagerung und ist reich an Aptychen. Auffallendes Merkmal ist die mehlig, weiß bis gelbgraue Anwitterung; im Bruch erscheint der Kalk als dichter, infolge Bioturbation fleckiger Mudstone (Radiolarien-Spongien-Mikrit), wobei die helleren Partien meist spiculitreicher sind. Der unterste Diphyoides-Kalk weist lokal eine knollige Ausbildung auf, in der vereinzelt Glaukonit- und Sandschlieren zu erkennen sind (z. B. Wildguntentalpe, Profil 45).

Im unteren Diphyoides-Kalk treten vermehrt Mergelschiefer-Zwischenlagen auf, gegen das Hangende hin ist ein allmählicher Rückgang des Anteils der Mergelschiefer-Einschaltungen feststellbar. Generell verschwindet im südlichen Faziesbereich ab ca. 30 m die mehlig Anwitterung. Die typische Wechselagerung wird von einer regelmäßigen Bankung abgelöst; Mergelschiefer-Einschaltungen sind nur noch untergeordnet vorhanden. Mit diesem lithologischen Wechsel nimmt auch die Fossilhäufigkeit im Diphyoides-Kalk signifikant ab.

Abgrenzung

Die Untergrenze des Diphyoides-Kalkes (Abb. 26, 27) ziehen wir im südlichen Bregenzerwald mit dem Einsetzen der dichten, hell anwitternden Kalke mit Mergelschiefer-Zwischenlagen über den sandigen, bräunlichen Schiefermergeln der Palfris-Formation. Im mittleren Bregenzerwald setzt der Diphyoides-Kalk über der fossilreichen, glaukonitischen Gemsmättli-Schicht mit hellgrau anwitternden, deutlich gebankten, hemipelagischen Kalken ein, die im basalen Teil lokal zur Knollenbildung neigen. Südlich der Grünen Köpfe (Profil 29; vgl. HEIM & BAUMBERGER, 1933: p. 185) setzt der Diphyoides-Kalk mit basalem Kondensationshorizont (Gemsmättli-Schicht) über den geringmächtigen Äquivalenten des Sichel-Kalkes, die diskordant (5–10°) den Palfris-Schiefern aufliegen, ein.

Die Obergrenze des Diphyoides-Kalkes gegen den Kieselkalk definieren wir mit dem Verschwinden der mergeligen Zwischenlagen. Meist vollzieht sich ein Übergang innerhalb weniger Meter von dem fossilreichen Diphyoides-Kalk in gebankte hellbraun anwitternde Spiculite, sandige Kalke, oder kieselige Sandkalke. Hier ziehen wir die Obergrenze im Hangenden der letzten Mergelschiefer-Zwischenlage.

Mächtigkeit

0 bis 90 m (Wurzachsattel; Profil 101).

Alter

Jüngeres Ober-Valanginian (callidiscus-Zone) bis jüngeres Unter-Hauterivian (jeannoti-Zone).

Verbreitung

Die Verbreitung des Vorarlberger Diphyoides-Kalkes beschränkt sich auf den südlichen Bregenzerwald. Er setzt südlich der Linie Mellental (südlich des Bucher Schrofen) im Westen, Schnepfau, Grüne Köpfe und Hoher Ifen im Osten ein. Gegen Norden wird der Diphyoides-Kalk zunehmend vom Liegenden her in der Gemsmättli-Schicht kondensiert.

4.5.3.3. Fossilinhalt und Alter

Der Diphyoides-Kalk zeichnet sich im mittleren und südlichen Bregenzerwald durch eine reiche Makrofauna

aus. Während die Kalzitschaler, die häufig auftretenden Aptychen, Belemnitenrosten und Brachiopoden gute Erhaltung aufzeigen, sind die primär aragonitischen Ammonitengehäuse völlig weggelöst und liegen meist als flachgedrückte, deformierte Skulptursteinkerne vor, die oft eine Bestimmung schwierig machen. In den geschichteten Mergelzwischenlagen ist stets eine stärkere Deformation feststellbar. Die Verteilung der Fossilhäufigkeit innerhalb des Diphyoides-Kalkes ist unregelmäßig. Im oberen Abschnitt findet man nur noch vereinzelte Makrofossilien (Aptychen). Im mittleren Abschnitt des Diphyoides-Kalkes tritt ein großer Fossilreichtum auf, der sich hauptsächlich auf einige Bänke konzentriert. Am Referenzprofil Wildguntentalpe (Profil 45, Abb. 25) habe ich im Herbst 1984 eine horizontierte Aufsammlung aller Makrofossilien vorgenommen. Es sind besonders Aptychen (ca. 70 Stück), die zur Zeit von Dr. RENZ (Naturhistorisches Museum Basel) detailliert bearbeitet und für eine neue Aptychen-Biostratigraphie ausgewertet werden.

Die Bestimmung und Überprüfung der neu aufgesammelten Ammonitenfauna erfolgte freundlicherweise durch J.-P. THIEULOY (Grenoble) und H. IMMEL (München), die Aptychenfauna durch O. RENZ (Basel):

Lytoceras subfimbriatum (d'ORB.)
Neolissoceras grasianum (d'ORB.)
Crioceratites (*Crioceratites*) cf. *shibaniae* (SARKAR)
Crioceratites (*Crioceratites*) cf. *quenstedti* (OOSTER)
Crioceratites (*Crioceratites*) *lori* (SARKAR)
Crioceratites (*Crioceratites*) sp.
Olcostephanus cf. *lateumbilicatus* (ROCH)
Neocomitide indet.
Teschenites sp. ind.
Teschenites cf. *pachydicranus* THIEULOY
Teschenites flucticulus THIEULOY
Eleniceras sp.
Sarasinella sp.
Lamellaptychus seranonis (COQU.) var. *alta* TRAUTH
Lamellaptychus seranonis (COQU.) var. *fractocostata* TRAUTH
Lamellaptychus seranonis (COQU.), sehr häufig
Lamellaptychus subseranonis RENZ, häufig.
Lamellaptychus lethys RENZ
Lamellaptychus bahamensis RENZ
Lamellaptychus mortilleti (PICT. & LOR.)
Duvalia dilatata (BLAINV.)
Duvalia sp.
Hibolites pistilliformis (BLAINV.)
Pygites diphyoides (d'ORB.) var. *typica* PICTET
Terebratulidae gen.
Pectinidae gen.

Das Alter des Diphyoides-Kalkes umfaßt aufgrund der vorliegenden Ammonitenfauna das Zeitintervall zwischen älterem Unter-Hauterivian (radiatus-Zone) und jüngerem Unter-Hauterivian (jeannoti-Zone). Ein Anteil an jüngerem Ober-Valanginian (callidiscus-Zone) ist nicht auszuschließen, läßt sich aber anhand der vorliegenden Ammoniten nicht klar beweisen, da *Teschenites pachydicranus* THIEULOY und *Teschenites flucticulus* THIEULOY sowohl in der callidiscus-Zone als auch in der radiatus-Zone auftreten. Eine Foraminiferen-Fauna, die von BOSSERT (1977) nördlich der Wildguntentalpe an der Straße nach Mellau (Kote 1590 m ü. M.) einer basalen Mergellage des Diphyoides-Kalkes (BOSSERT, 1977; in FELBER & WYSSLING, 1979, p. 684) entnommen wurde, erlaubt den basalen Anteil des Diphyoides-Kalkes ins jüngere Ober-Valanginian zu stellen.

Die biostratigraphische Verbreitung von *Crioceratites* cf. *shibaniae* (SARKAR) beschränkt sich nach IMMEL (1978) auf den Grenzbereich Unter-/Ober-Hauterivian; ein ho-

rizontierter Fund (IMMEL, 1978: 52) liegt bis heute nur aus dem oberen Teil der jeannoti-Zone vor.

4.5.3.4. Fazies

Bioturbierter Kalk-Mergelschiefer-Periodit

Die intensiv bioturbierten, dünnbankigen Kalkbänke, 3 bis 50 cm mächtig, zeigen immer lithologische Übergänge in die liegenden und hangenden Schiefermergel, erosive Bankuntergrenzen wurden nicht beobachtet. Die Verteilung und Häufung der Makrofossilien ist unregelmäßig (Abb. 25). Eine markante Dominanz der häufig auftretenden Aptychen in den Kalk- oder Mergelschieferlagen konnte nicht erkannt werden. Generell zeigt der untere und mittlere Profilanteil eine größere Anzahl an Makrofossilien. Im oberen Anteil sind Aptychen selten; mit dem Rückgang der Schiefermergel-Zwischenlagen treten vermehrt Spiculite auf.

Im Dünnschliff zeigt sich ein komponentenarmer, infolge Bioturbation inhomogener Kalkmikrit (Mudstone, selten Wackestone) mit Radiolarien, Kiesel-spongien, Calcisphäriden, selten Ostrakoden, dünn-schalige Muscheln und Schwebecrinoiden. Detritischer Quarzsand mit bimodaler Korngrößenverteilung (Pygurus-Sand), Glaukonit und Echinodermenbruchstücke treten akzessorisch nur im basalen Diphyoides-Kalk auf. Radiolarien (Spumellarien) und monoaxone und tetraxone, sekundär kalzifizierte Kiesel-spongien-Megaskleren charakterisieren die Mikrofazies des Diphyoides-Kalkes. Die Radiolarien-Mudstones mit wenig Spongienskleren – letztere liegen oft in ihrem ursprünglichen Verband vor – beschränken sich auf die Bereiche, in denen der Diphyoides-Kalk Mergelschiefer-Zwischenlagen aufweist. Der obere, fossilarme Anteil des Diphyoides-Kalkes wird durch einen Spiculit charakterisiert, Radiolarien treten in diesem Abschnitt nur noch untergeordnet auf.

4.5.3.5. Interpretation des Ablagerungsmilieus

Die intensive Bioturbation im Diphyoides-Kalk ist ein Hinweis auf sauerstoffreiches Bodenwasser. Die in den Radiolarien-Mudstones noch in ihrem ursprünglichen Verband vorhandenen Kiesel-spongien-Skleren belegen ein ruhiges Ablagerungsmilieu. Die daneben auftretenden, isolierten und zusammengeschwemmten Skleren zeigen aber, daß zeitweise leichte Bodenströmungen herrschten. Die Zunahme der Spongienskleren im oberen Diphyoides-Kalk, verbunden mit dem Rückgang der Radiolarien und des Mikritanteiles in der Matrix, werten wir als kontinuierliche Verstärkung der Bodenströmungen, die zur Zusammenschwemmung und Anreicherung der Kiesel-spongien-Skleren führten.

Das vereinzelte Auftreten von Quarzsand (Pygurus-Sand) und Glaukonit im basalen Vorarlberger Diphyoides-Kalk ist ein Hinweis auf die gleichzeitig im nördlich angrenzenden Ablagerungsraum herrschende Kondensation der Gemsmättli-Schicht.

Als Ablagerungsraum nehmen wir für den Diphyoides-Kalk einen geschützten, landfernen Bereich im äußeren Schelf mit 200–400 m Wassertiefe an. Der Diphyoides-Kalk belegt im Durchschnitt eine relativ geringe Sedimentationsrate, die im Referenzprofil Wildguntentalpe aufgrund der biostratigraphischen Ergebnisse im Mittel um 16 mm/1000 Jahre lag, wobei im unteren und mittleren Diphyoides-Kalk die Sedimentationsrate in den radiolarienreichen Abschnitten geringer war als in den Spiculiten im oberen Diphyoides-Kalk. Bei der Annahme, daß der Anfall an Aptychen

zeitlich konstant war, ergibt sich im Wildguntentalpe-Profil 45 für den mittleren Bereich, wo eine markante Häufung der Aptychen vorliegt und auch vermehrt Ammoniten-Skulptursteinkerne auftreten (Bank 53), die geringste Sedimentationsrate. Anzeichen von Zusammenschwemmung oder Aufarbeitung liegen hier nicht vor.

4.5.4. Kieselkalk

4.5.4.1. Definition des Kieselkalkes in Vorarlberg und im Allgäu

Der Schichtstoß zwischen der Gemsmättli-Schicht oder dem Vorarlberger Diphyoides-Kalk im Liegenden und den Altmann-Schichten (basales Member der Drusberg-Formation) im Hangenden fasse ich im Kieselkalk-Member der Helvetischen Kieselkalk-Formation zusammen. Eine Unterteilung dieses Schichtstoßes (Kieselkalk) in weitere Members (FUNK, 1969, 1971) wird östlich des Rheintales nicht durchgeführt, da die glaukonitischen, grobspätigen Lidernen-Schichten (FUNK, 1969), welche eine deutliche Zweiteilung des Kieselkalkes in den Oberen bzw. Unteren Kieselkalk erlauben, oft fehlen oder aufgearbeitet im Dach des Kieselkalkes auftreten können.

Referenzprofile

In Abb. 28 sind sechs Referenzprofile des Kieselkalkes in einer schematischen N–S-Abfolge zusammengestellt. Der N–S-Abstand zwischen den einzelnen Profilen ist in dieser Abbildung unmaßstäblich. In dieser Zusammenstellung erkennt man deutlich die Zunahme der Mächtigkeit des Kieselkalkes gegen Süden. Das nördliche Profil 88 zeigt vermehrt grobspätige Sandkalke mit Kreuz-, Schräg- und Rippelschichtungen. Im mittleren Ablagerungsraum (Sienspitz) setzt der Kieselkalk mit geringmächtigen, kieseligen Schiefermergeln ein und leitet in schräggeschichtete (südvergente), grobspätige Sandkalke über. Während im nördlichen Bereich dieses Ablagerungsraumes über den grobsandigen Sandkalken der Hardground der Altmann-Schichten einsetzt, folgen in den südlicher gelegenen Bereichen feinspätige, spiculitische Kieselkalke. Im südlichen Ablagerungsraum nimmt der siliziklastische Detritus gegen Süden hin ab, spiculitische Kalke und Schiefermergel dominieren in diesem Ablagerungsraum.

Lithologie

In den nördlichen Ablagerungsbereichen (Hohenems, Ober Klien; Hohenemser Decke) treten im Kieselkalk fein- bis grobspätige Sandkalke mit Kreuz-, Schräg- und Rippelschichtungen auf.

Im mittleren Ablagerungsraum setzt der Kieselkalk mit sandig kieseligen Schiefermergeln ein und leitet in eine grobspätige, schräggeschichtete Sandkalk-abfolge über, die mit einem markanten, phosphorisierten Hardgroundhorizont im Dach abschließt. In den nördlichen Abschnitten des mittleren Ablagerungsraumes folgt darüber der basale Kondensationshorizont der Altmann-Schichten. Gegen Süden setzen über den grobspätigen Sandkalken vermehrt feinspätige, schwach kieselige Sandkalke und Spiculite ein.

Im südlichen Ablagerungsraum setzt der Kieselkalk mit Spiculiten und spiculitischen Mergelkalcken über dem Vorarlberger Diphyoides-Kalk ein und geht in eine spiculitische Schiefermergel-Abfolge und in feinspätige, kieselig-spiculitische Sandkalke über. Vereinzelt schalten sich in die basalen, spiculitischen Abfol-

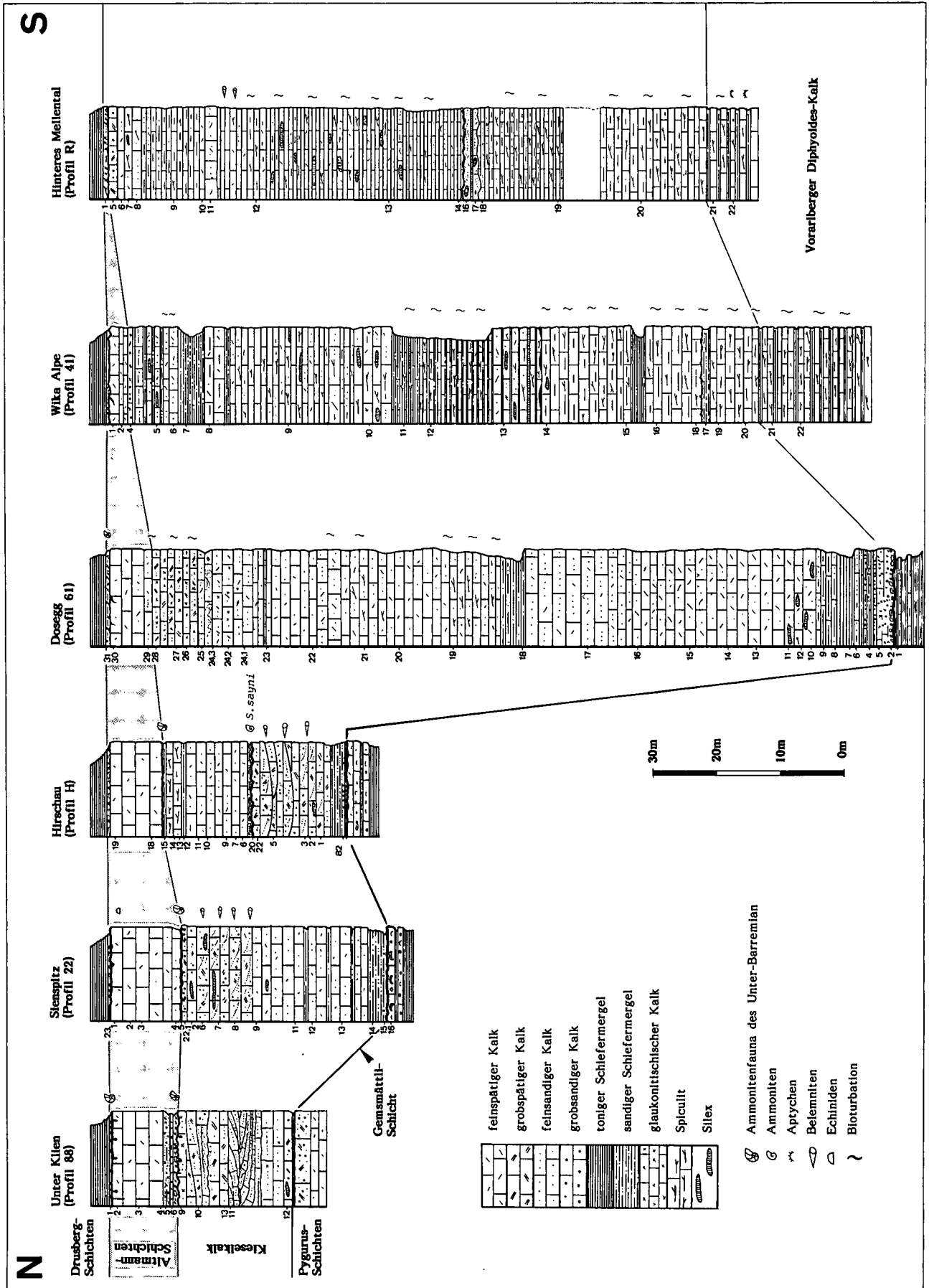


Abb. 28: Referenzprofile durch den Kieselkalk in Vorarlberg (N-S-Anordnung unmaßstäblich).

gen mittel- bis grobsandige, hellanwitternde, turbiditische Kalksandsteinbänke mit bimodaler Quarzpopulation ein. 850 m SE der Kanisalpe 1610 m ü. M. tritt in diesen Kalksandsteinbänken lokal in Linsen ein geschichtetes Konglomerat mit Phosphoritgeröllen auf (FELBER, 1978: 24). Vom hinteren Mellental im Westen über die Freudenbergalpe bis in die Gungern-Nordwand im Osten treten in diesem stratigraphischen Niveau mit den grobsandigen Kalksandstein-Einschaltungen großdimensionale, südvergente Slumps (submarine Rutschungen) auf (FELBER, 1978; WYSSLING, 1979). Im Dach des Kieselkalkes tritt lokal eine grobsandführende, glaukonitische und echinodermenspätige Kalkbank unter dem höckerigen mit Pyrit imprägnierten und glaukonitreichen Hardground der Altmann-Schichten auf.

Abgrenzung

Die Untergrenze des Kieselkalkes wird über der Gemsmättli-Schicht mit dem Einsetzen kieseliger und feinspätiger Schiefermergel und Kieselschiefer gezogen. Im südlichen Ablagerungsgebiet liegt der Kieselkalk dem Vorarlberger Diphyoides-Kalk auf, hier wird die Untergrenze mit dem Einsetzen der gebankten, spiculitischen Kalke ohne Schiefermergel-Zwischenlagen definiert und die Untergrenze über die letzte Schiefermergel-Zwischenlage des Vorarlberger Diphyoides-Kalk gelegt.

Die Obergrenze des Kieselkalkes gegen die Altmann-Schichten wird in den nördlichen Ablagerungsbereichen durch einen fossilreichen, angebohrten Hardground gebildet, der in den nördlichsten Aufschlüssen zwischen Ober Klien und Hohenems lokal einem Austernhorizont aufliegt. In den südlichen Aufschlußbereichen wird die Obergrenze durch eine ausgeprägte, glaukonitische und pyritreiche Omissionsfläche gebildet. Dort wo diese Omissionsfläche fehlt, wird die Obergrenze mit dem Einsetzen der hellgrauen Kalke (Biopel-sparite) der Altmann-Schichten über den grobsandigen Sandkalken des Kieselkalkes definiert.

Mächtigkeit

0 m („Kieselkalk-Glatze“) bis 105 m (Profil 61, Mellental)

Alter

Unter-Hauterivian (Ioryi-Zone) bis Ober-Hauterivian (angulicostata-Zone).

Verbreitung

Die Verbreitung des Kieselkalkes wird durch die „Kieselkalk-Glatze“ in ein nördliches und südliches Verbreitungsgebiet gegliedert. Das nördliche Verbreitungsgebiet, charakterisiert durch grobspätige Sandkalke mit Schrägschichtungen beschränkt sich auf die Aufschlüsse in der Hohenemser Decke und auf den Breiterberg (nördlichster Bereich der Vorarlberger Säntis-Decke). Südlich der „Kieselkalk-Glatze“, also südlich des Staufenspitz – Klausberg – Melisberg – Winterstauden-Gewölbes, setzt der Kieselkalk mit kieseligen Schiefermergeln und grobspätigen Sandkalken ein. Gegen Süden nimmt der Kieselkalk an Mächtigkeit zu und entwickelt sich im nördlichen Mellental zum markanten Felsstufenbildner der südlichen Aufschlußbereiche.

4.5.4.2. Fossilinhalt und Alter

Der Kieselkalk ist arm an biostratigraphischen Leitfossilien. Neben dem lokal häufigen Auftreten von Belemniten habe ich nur vereinzelt Echiniden gefunden. Nur im Gebiet zwischen Hirschau und Schnepfau fand

ich im phosphoritisierten Kondensationshorizont im Dach der grobspätigen Sandkalke neben mehreren, stark phosphoritisierten Ammonitensteinkernen eine gut erhaltene

Subsaynella sayni (PAQUIER), (det. THIEULOY).

Fundort: Hirschau (Profil 82), H1

und im Gebiet der „Kieselkalk-Glatze“ südwestlich Bersbuch einen

Crioceratites (*Crioceratites*) cf. *duvali* LEVEILLE

Fundort: Bersbuch (Profil Y), Y1

Das Alter des Kieselkalkes wird durch die liegenden und hangenden Formationsglieder bestimmt. Die Untergrenze ist heterochron, von Norden nach Süden jünger werdend. Die Ammonitenfauna der liegenden Gemsmättli-Schicht reicht bis ins ältere Unter-Hauterivian (radiatus-Zone), jene des Diphyoides-Kalkes bis ins jüngere Unter-Hauterivian (nodosoplicatum-Zone).

Subsaynella sayni (PAQUIER) aus dem Dach der grobspätigen Sandkalke belegt die sayni-Zone (älteres Ober-Hauterivian).

Die Verbreitung von *Crioceratites* (*C.*) *duvali* LEVEILLE wird von IMMEL (1978; Profil La Charce II) aufgrund von horizontalen Aufsammlungen aufs Ober-Hauterivian beschränkt.

Die Obergrenze des Kieselkalkes muß aufgrund der im basalen Kondensationshorizont der Altmann-Schichten vorliegenden Ammonitenfauna, in welcher das ältere Unter-Barremian (pulchella-Zone) kondensiert ist, ins jüngere Ober-Hauterivian (angulicostata-Zone) gestellt werden. In den nördlichsten Ablagerungsbereichen (Ober Klien), wo die Altmann-Schichten mit einem glaukonitischen Kondensationshorizont über den kreuzgeschichteten, grobspätigen Sandkalken des Kieselkalkes, lokal mit einem Austernhorizont einsetzen, dürfte die Obergrenze des Kieselkalkes älter sein.

4.5.4.3. Fazies und Ablagerungsmilieu

Innerhalb des Kieselkalkes werden folgende Faziestypen unterschieden:

Faziestyp 1: Grobspätiger Sandkalk (Packstone, Grainstone)

In diesem Faziestyp werden die hellbeige bis dunkel schwarzbraun anwitternden, grobsandigen Sandkalke mit ausgeprägten Kreuz- und Schrägschichtungen zusammengefaßt. Der detritische Quarz zeigt eine deutliche Bimodalität in der Korngrößenverteilung. Die ruditischen, meist gut gerundeten Quarzkörner (Durchmesser bis max. 2,5 mm) treten mit 1 bis 20 % auf. Untersuchungen am Kathodenlumineszenz-Mikroskop zeigen, daß es sich bei den Quarzkörnern durchwegs um Quarz plutonischen Ursprungs handelt (schriftl. Mitt. H. RAMSEYER, Bern). Die arenitischen Quarzkörner sind eckig und oft lagenweise angereichert (50–60 %). Glaukonit und Phosphorit treten unregelmäßig mit 1 bis 5 % auf. Das Schweremineral-Spektrum wird deutlich vom Zirkon beherrscht.

Unter den Bioklasten dominieren Echinodermenbruchstücke; diese sind nur selten randlich angebohrt oder mikritisiert. Das untergeordnete Auftreten von angebohrten Echinodermenbruchstücken beschränkt sich auf die nördlichsten Aufschlußbereiche (Klien, Hohenems). Oft ist das maschige Netz der Echinodermenbruchstücke leicht glaukonitisiert, seltener pyritisiert und oder phosphoritisiert. Bryozoenreste und Foraminiferen (Textulariden) sind stets vereinzelt im Dünnschliff

zu beobachten. Bruchstücke von Serpuliden und Bivalven (Mollusken und Brachiopoden) treten nur selten auf. Peloide besitzen amorphe Strukturen und sind oft leicht glaukonitisiert. Ein großer Anteil der Peloide läßt sich aufgrund ihrer pillenartigen Formen als „faecal pellets“ ansprechen.

Unter den ruditischen Lithoklasten dominieren phosphoritisierte Echinodermen-Packstones mit grobsandigem Quarz (Pygurus-Schichten), Pel-Biosparite (Betlis-Kalk), Biomikrite und selten Oolithe. Phosphoritisierte und mikritisierte Ooide habe ich nur selten beobachtet. Die Phosphoritisierung beschränkt sich vorab auf die Matrix der Lithoklasten.

Die sparitische Matrix zwischen den einzelnen Komponenten ist meist durch syntaxialen Zement überprägt, nur lokal ist der ursprüngliche A-Zement noch erhalten. In den quarzsandreichen Lagen tritt vermehrt starke Kompaktion auf, hier führten stylolithische Lösungerscheinungen zwischen den Komponenten zu orangebraunen, tonig-limonitischen Anreicherungen. Autigener Quarz tritt nur untergeordnet auf.

Die Verbreitung dieses Faziestyps beschränkt sich auf die nördlichen und mittleren Ausschlußbereiche. Vom hinteren Mellental im Westen über Mellau, Hirschau, Schnepfau, südlicher Hirschberg zum Sevischrofen im Osten sind diese grobspätigen Sandkalke, die reich an Belemniten sind, mit vorab südvergente Megarippeln (H bis 0,8 m) mit über 10 m Mächtigkeit anstehend. Nur in den nördlichsten Ablagerungsbereichen von Klien und Hohenems tritt Kreuzschichtung in diesen Abfolgen auf.

Fluchtsuren beschränken sich auf die schrägschichteten Abfolgen und lassen sich besonders gut im aufgelassenen Steinbruch östlich von Hirschau studieren.

Ablagerungsmilieu

Das Auftreten von schräg- und kreuzgeschichteten Sandkalcken mit mäßig bis gut ausgewaschener Matrix zeigt, daß während der Sedimentation stärkere Strömungen, bei den kreuzgeschichteten Abfolgen gegenläufige Strömungen (Gezeitenströmungen) vorlagen. Die Zusammensetzung der Komponenten, vorab die phosphoritisierten und pyritisierten Litho- und Bioklasten, deuten auf Aufarbeitung hin. Für den mittel- bis grobsandigen, detritischen Quarz nehme ich aufgrund von Vergleichen der Korngröße, Form und Ausbildung mit den Quarzkörnern aus den älteren Pygurus-Schichten (HALDIMANN, 1977), eine Aufarbeitung von Pygurus-Schichten an. Das vereinzelte Auftreten von mikritisierten Oolithen ist ein Hinweis, daß auch tiefere Schichten (Betlis-Kalk) erodiert und aufgearbeitet wurden.

Für die leicht glaukonitisierten Echinodermenbruchstücke (vorab Echiniden) nehme ich mehrfach Umlagerungen an. Bei den „frischen“ Echinodermenbruchstücken und Bryozoen ohne Glaukonit fand wohl eine schnellere Eindeckung statt.

Als Ablagerungsbereich nehme ich für die nördlichen Aufschlüsse (Klien, Hohenems) mit kreuzgeschichteten Abfolgen die innere Plattform im tieferen Subtidal an. Für die südlicheren Vorkommen mit den südvergente Schrägschichtungen kann der äußere Plattformrand und Plattformabhang mit mäßig bis starken, nach Süden gerichteten Strömungen, die den Grobsand in „dunes“ nach Süden transportierten, angenommen werden. Fluchtsuren in diesen Abfolgen belegen eine sporadisch große Sedimentationsrate.

Faziestyp 2: Spätiger Sandkalk (Grainstone, Packstone)

In diesem Faziestyp werden die graubraunen bis beige, feinlaminierten, spätigen Sandkalcke mit Schräg-, Kreuz- und Rippelschichtung (lokal mit herring-bone Strukturen) zusammengefaßt. Innerhalb der feinlaminierten Rippelschichtungen treten vermehrt Fluchtsuren auf.

Dieser Faziestyp unterscheidet sich vom Faziestyp 1 vor allem durch das Fehlen der groben Sandfraktion. Der detritische Quarzgehalt schwankt zwischen 5 und ca. 20 %; die einzelnen Quarzkörner sind eckig bis abgerundet. Glaukonit und kleine Phosphorite treten nur akzessorisch auf. Unter den Bioklasten dominieren die Echinodermen. Bryozoen, Bivalven und benthonische Foraminiferen treten nur untergeordnet auf. Peloide und Pellets sind stets vorhanden. Die Matrix ist durch syntaxialen Zement überprägt, oft ist jedoch eine mäßige Kompaktion zu beobachten, die zu einem direkten, stylolithischen Kornkontakt zwischen einzelnen Komponenten führt.

Die Verbreitung dieses Faziestyps beschränkt sich auf die nördlichsten Aufschlußbereiche (Ober Klien).

Ablagerungsmilieu

Das Auftreten von kreuzgeschichteten Sandkalcken mit bipolaren Strömungsrippeln (lokal herring-bone Strukturen) deutet auf ein Ablagerungsmilieu im Bereich der inneren Plattform mit wechselnden Gezeitenströmungen hin. Die auftretenden Fluchtsuren sind ein Hinweis auf schnelle Sedimentationsgeschwindigkeiten. Aufgrund der Zusammensetzung und Abrasion der Bio- und Lithoklasten sowie des Auftretens des detritischen Quarzes nehme ich mehrfache Aufarbeitung und Umlagerung der Bio- und Lithoklasten an.

Faziestyp 3: Feinspätige, kieselige Sandkalke (Wackestone, Packstone)

Die weit verbreiteten, dunkelgrauen bis schwarzbraunen, im dm-Bereich gebankten Wechsellagerungen von kieseligen, bioturbirten Sandkalcken mit feinlaminierten, mergeligen und sandarmen Kalcken mit feinst verteiltem autigenem Quarz charakterisieren diesen Faziestyp. Hauptsächlich in den südlichen Aufschlußbereichen ist in der Anwitterung dieser düsteren Gesteinsabfolgen ein feinmaschiges Netz von authigenem Quarz, Pyrit und Tonmineralien zu erkennen. Silixknollen und schichtparallele Silixbänder treten in diesen Abfolgen vermehrt auf. Auf den Bankunterseiten erkennt man oft Fraß- und Weidesuren.

Im Dünnschliff liegt ein Wackestone bis Packstone vor. Der detritische Quarz (angular, Durchmesser 0,07 bis 0,25 mm) tritt lokal durch Bioturbation, Stylolithbildungen oder durch primäre Schüttungen gehäuft auf. Der Quarzgehalt schwankt zwischen 5 % und 60 %, in stark stylolithisierten Bereichen erreicht er über 90 %. Glaukonit tritt nur vereinzelt auf. Unter den Bioklasten dominieren die Echinodermen. Spongienskleren und Echinodermenbruchstücke sind oft so stark rekristallisiert, daß eine eindeutige Bestimmung nicht durchführbar ist. Benthonische Foraminiferen sind nur untergeordnet vorhanden. Lagenweise treten quarzsandarme, grobspätige Echinodermlagen mit benthonischen Foraminiferen (Textulariden) auf. Die Matrix ist in diesem Abschnitt jeweils ganz von syntaxialem Zement überprägt. Die Verbreitung dieses Faziestyps beschränkt

sich auf die mittleren und südlichen Ablagerungsbereiche.

Ablagerungsmilieu

Aufgrund der Zusammensetzung der Bioklasten und detritischen Komponenten sowie der mikritischen Matrix ist ein Ablagerungsbereich zwischen Plattformabhang und äußerem Schelf anzunehmen. Während die intensiv bioturbirten Abfolgen sauerstoffreiches Bodenwasser belegen, kann für die feinclinierten, mergeligen Sandkalkabfolgen auf sauerstoffarmes Bodenwasser, das ein Leben im Sediment stark einschränkte, geschlossen werden (FUNK, 1971). Als „turbiditische“ Schüttungen aus den nördlicheren Ablagerungsbereichen betrachten wir die Einschaltungen der sandreichen Lagen und der grobspätigen Echinodermenkalke.

Faziestyp 4: Spiculite und spiculitische Schiefermergel und Kalke (Wackestone, Packstone)

Diese gebankten, dunkelbraun anwitternden Kalke (Wackestone, Packstone) beschränken sich vor allem auf die südlichen Aufschlußbereiche. Im Dünnschliff liegen in einer braungrauen, mikritischen, intensiv bioturbirten Matrix, meist richtungslos angeordnet stark rekristallisierte Spongienskleren vor, in den mikritischen Lagen sind die Spongienskleren vereinzelt noch in ihrem ursprünglichen Verband erhalten. In den feinclinierten Abfolgen lassen sich vermehrt gradierte Spiculit-Abfolgen (im mm-Bereich) beobachten. Reine Spiculite, die aus Megaskleren aufgebaut sind und einige cm bis dm Mächtigkeit erreichen, zeigen vermehrt Silixknollen und Silixbänder. Bei der Verkieselung der Spongienskleren lassen sich mehrere Stufen beobachten. Bei den schwach verkieselten Spiculiten beschränkt sich die Verkieselung nur auf den Zentralkanal der einzelnen Spongiennadeln. Mit zunehmender Verkieselung greift der authigene Quarz auf die Spongienskleren und die Matrix über. In den Silixknollen und Silixlagen sind die Spongienskleren nur noch schwer zu diagnostizieren. Eine detaillierte Beschreibung und Interpretation der Bildung von authigenem Quarz im Helvetischen Kieselkalk gibt FUNK (1971, 1975). Im Gegensatz zu den älteren Spiculiten des Vorarlberger Diphyoides-Kalkes, treten in den Spiculiten des Kieselkalke keine Radiolarien auf. Eine Zugehörigkeit zum Faziestyp 4 definiere ich mit dem Dominieren der Spongienskleren über die restlichen Komponenten im Gestein.

Zwischen diesen Spiculiten (Faziestyp 4) und den feinspätigen Kieselkalcken (Faziestyp 3) liegt ein kontinuierlicher Übergang vor. Mit Einsetzen des siliziklastischen Detritus und der Echinodermen nimmt der Gehalt an Spongienskleren im Gestein ab.

Ablagerungsmilieu

Als Ablagerungsbereich kann für diesen Faziestyp der untere Plattformabhang bis äußerer Schelfbereich angegeben werden. Das weitgehende Fehlen von detritischem Quarz zeigt einen vom detritischen Einfluß geschützten Ablagerungsraum an. Periochisch auftretende Bodenströmungen führten zur Zusammenschwemmung und Häufung der Kiesel-spongienskleren. Das Auftreten von noch im ursprünglichen Verband vorliegenden Spongienskleren zeigt ein generell ruhiges Ablagerungsmilieu an; die oft vorliegende

intensive Bioturbation deutet auf sauerstoffreiches Bodenwasser hin.

Faziestyp 5: Sandige, kieselige Schiefermergel

Dieser Faziestyp ist charakterisiert durch graue bis olivschwarzbraune stark stylolithisierte, sandige, schwach glaukonitischen Schiefermergel und kieselige Kalke (Packstone, Wackestone) mit kleinen Phosphoritklasten, Belemniten und selten Ammoniten-Steinkernen (SCHAAD, 1926a).

Der detritische Quarz zeigt vorab in den basalen Profilabschnitten eine bimodale Korngrößenverteilung, wobei die gröbere, gerundete Fraktion unter 2 % liegt. Unter den Bioklasten dominieren Echinodermen-Bruchstücke.

Foraminiferen und Spongienskleren treten nur untergeordnet auf. Die Anreicherung von siliziklastischem Detritus, Phosphorit und Pyrit sowie der Bioklasten ist auf die oft ausgeprägten Kompaktionen (Stylolithen) zurückzuführen. Die Matrix ist mikritisch bis mikrosparitisch. Die Verbreitung dieses Faziestyps, der lateral starke Mächtigkeitsschwankungen aufweist, beschränkt sich auf den mittleren Ablagerungsbereich.

Ablagerungsmilieu

Die mäßig bis stark kompaktierten Echinodermen-Spongien-Mikrite zeigen ein ruhiges Ablagerungsmilieu an. Der detritische Quarz mit bimodaler Kornverteilung, die phosphoritisierten Bio- und Lithoklasten sowie der gerundete Glaukonit wurden aus nördlicheren Ablagerungsbereichen, in welchen zu jener Zeit wohl Kondensation oder submarine Omission vorlag, aufgearbeitet und nach Süden umgelagert. Die Gesteine dieses Faziestyps wurden im Bereich des Plattformabhangs bis Plattformfußes abgelagert. Das gehäufte Auftreten von Ammonitensteinkernen und authigenem Glaukonit ist ein Hinweis auf eine geringe Sedimentationsrate.

Faziestyp 6: Glaukonitische Kalke und Mergelkalke

Im mittleren und oberen Kieselkalk treten geringmächtige, glaukonitische Lagen innerhalb der oben beschriebenen Faziestypen auf. In diesem Faziestyp 6 fasse ich alle Gesteine zusammen, die mehr als 10 % Glaukonit besitzen. Der Glaukonitgehalt, der in der Anwitterung und im Handstück stets stark überschätzt wird, erreicht maximal 30–35 %. Mit dem Auftreten des Glaukonitgehaltes läßt sich eine Zunahme der Bioturbation beobachten. Für einzelne, gut gerundete Glaukonitkörner muß Aufarbeitung angenommen werden.

Glaukonitische Kalke treten im ganzen Untersuchungsgebiet auf.

Ablagerungsmilieu

Für die glaukonitischen, echinodermenreichen Kalke mit sparitischer Grundmasse nehme ich für die detritischen Glaukonite und Quarze, die Bioklasten (vorab Echinodermen), die phosphoritisierten Bio- und Lithoklasten eine Aufarbeitung in den nördlichen, seichteren Ablagerungsbereichen an. Für eine Umlagerung bei mäßigen Strömungen sprechen die z. T. ruditischen Komponenten sowie die auftretenden Schrägschichtungen (Profil 61). Die intensive Bioturbation, die in diesen Abfolgen oft zu beobachten ist, zeigt, daß durch diese umgelagerten Sande ideale Lebensbedingungen für den Benthos in dem sonst weichen Meeresboden vorlagen. Als Ablagerungsbereich kann der Plattformabhang bis äußerer Schelfbereich angenommen werden.

4.6. Die Altmann-Schichten (basales Member der Drusberg-Formation)

4.6.1. Definition und Typlokalität in der Ostschweiz

Die Altmann-Schichten werden von FUNK (1969) in einem Paratypusprofil südwestlich der Tierwis (Säntis) beschrieben und als basales Member der Drusberg-Formation definiert (FUNK, 1969, 1971). Eine Zuordnung der Altmann-Schichten zur Drusberg-Formation begründet FUNK mit der stärkeren Vermergelung sowie mit der hellbeigen Anwitterungsfarbe, die sich deutlich von der braunen, schmutzigen Anwitterung des Kieselkalkes abhebt. Die Altmann-Schichten besitzen ein weites lithologisches Spektrum, neben mergeligen, leicht kieseligen und hellbeigen Kalken treten spätige Kalke, Mergel, glaukonitische Mergel und Glaukonitite auf. Meist beschränken sich die glaukonitreichen Einschaltungen auf einen oder zwei Horizonte. Die Altmann-Schichten setzen meist mit einem basalen, fossilreichen Kondensationshorizont oder glaukonitischen Schiefermergeln über dem Helvetischen Kieselkalk (Echinodermenbrekzie) ein. Die Obergrenze der Altmann-Schichten wird mit dem Verschwinden des Glaukonites definiert (FUNK, 1971: 416). Die Mächtigkeit liegt zwischen 0 und 30 m. Reiche Ammonitenfaunen aus den Altmann-Schichten erlauben die Altmann-Schichten ins Unter-Barremian einzustufen (SAYN, 1894; FICHTER, 1934; HEIM & BAUMBERGER, 1933; RICK, 1985, u. A.).

4.6.2. Ausbildung und Verbreitung der Altmann-Schichten in Vorarlberg und im Allgäu

Die Altmann-Schichten sind in Vorarlberg und im Allgäu allgemein verbreitet. Bis jetzt wurden lediglich die geringmächtigen, glaukonitischen, fossilreichen Kalke und Mergelkalke, welche sich zwischen die Drusberg-Schichten und den liegenden Kieselkalk einschalten, als Altmann-Schichten bezeichnet (z. B. MEESMANN, 1926; HEIM & BAUMBERGER, 1933; OBERHAUSER 1951, 1980). Bei der Aufnahme der Detailprofile durch den Kieselkalk zeigte sich nun, daß im obersten Abschnitt des Kieselkalkes oft hellgraue, feinspätige, sandarme Kalke (gut sortierte Bio-Pelsparite und Bio-Pelmikrite) auftreten. Diese hellgrau anwitternden Kalke besitzen im mittleren und nördlichen Ablagerungsraum in Vorarlberg einen basalen Kondensationshorizont mit einer typischen Barremianfauna. Vergleiche mit den Altmann-Schichten am Säntis (FUNK, 1969, 1971) sowie das Unter-Barremian Alter des basalen Kondensationshorizontes sprechen eindeutig für eine Zuordnung zu den Altmann-Schichten.

Referenzprofile

In Abb. 29 sind vier typische Profile durch die Altmann-Schichten aus den verschiedenen tektonischen Einheiten zusammengestellt. Im nördlichen Ablagerungsbereich (Hohenemser Decke: Hohenems, Klien) setzen die Altmann-Schichten mit einem Hardground und glaukonitischen, fossilreichen Schiefermergeln über dem Austernhorizont im Dach der grobspätigen Sandkalke des Kieselkalkes ein. Während in Ober Klien (Profil 88) darüber eine feinspätige Bank (ca. 8 m) folgt und im Dach einen markanten, angebohrten Hardground aufzeigt, liegt NNE von Hohenems (Profil 49) ein Übergang in die hellgrau anwitternden Drusberg-Schichten vor; der feinspätige Kalk fehlt hier. Am Brei-

terberg (Profil 57) beschränken sich die Altmann-Schichten auf einen geringmächtigen Horizont mit aufgearbeiteten, angebohrten sowie von Serpuliden bewachsenen Geröllen des liegenden Kieselkalkes. In kleinen, untiefen Taschen tritt ein hellgrauer Kalk auf; das Vorkommen der Ammoniten beschränkt sich vor allem auf diese Taschen. Am Sienspitz (Profil 22/23), im mittleren Ablagerungsbereich setzen die Altmann-Schichten mit einer basalen Fossilschicht über dem grobspätigen Kieselkalk ein. Darüber folgen feinspätige, regelmäßig gebankte Kalke (gut sortierter Biopelsparit bis Biopelmikrospart). Das Dach der Altmann-Schichten zeigt eine dünne Phosphorit-Pyrit-Glaukonit-Kruste. In den südlichen Ablagerungsbereichen, Wika Alpe (Profil 41) setzen die Altmann-Schichten mit einem feinspätigen, hellgrau bis beige anwitternden Kalk ein. Das Dach ist intensiv bioturbirt und von einer Pyrit-Glaukonit-Kruste überzogen.

Lithologie

In den Altmann-Schichten lassen sich zwei Gesteinstypen unterscheiden.

- Gebankte, hellgrau bis hellbräunlich anwitternde, feinspätige Kalke und Mergelkalke (gut sortierte Bio-Pelsparite und Bio-Pelmikrite, selten Spiculite). An der Basis dieser Kalke tritt eine fossilreiche Lage mit phosphoritisierten Bio- und Lithoklasten oder ein Hardground auf.
- Zäher, dunkelgrüner bis schwarzer, glaukonitischer Kalk bis Glaukonitit und dunkelgraue glaukonitische Mergelkalke mit smaragdgrünen Glaukonitkörnern bilden eine geringmächtige Sequenz (max. 2 m), welche sich lokal durch eine sehr reiche, phosphoritisierte Ammonitenfauna auszeichnet (z. B. Kummaberg; HEIM & BAUMBERGER, 1933: 207).

Abgrenzungen

Die Untergrenze der Altmann-Schichten ziehe ich im nördlichen und mittleren Ablagerungsraum über der angebohrten, glaukonitischen und leicht phosphoritisierten Oberfläche des Kieselkalkes. In Ober Klien wird das Dach des Kieselkalkes durch einen dem grobspätigen Sandkalk aufgewachsenen Austernhorizont gebildet. Darüber folgen die beigen Kalke der Altmann-Schichten. In den südlichen Ablagerungsbereichen ist die Untergrenze der Altmann-Schichten nicht immer eindeutig. In diesen Ablagerungsbereichen zog ich die Untergrenze jeweils mit dem Einsetzen der feinspätigen, hellgrau anwitternden, gebankten, lokal mergeligen Kalken über den glaukonitischen, grobspätigen Sandkalken des obersten Kieselkalkes.

Die Obergrenze der Altmann-Schichten gegen die Drusberg-Schichten ziehe ich in Vorarlberg und im Allgäu mit dem Einsetzen der zurückwitternden Schiefermergel der Drusberg-Schichten. Das Dach der Altmann-Schichten zeigt im nördlichen Ablagerungsraum einen fossilreichen, von Pholaden angebohrten Hardground. Darüber folgen die tonigen, im basalen Abschnitt glaukonitischen Schiefermergel der Drusberg-Schichten. Im mittleren Ablagerungsraum, wo der angebohrte Hardground fehlt, liegen die Schiefermergel der Drusberg-Schichten geringmächtigen, glaukonitischen Altmann-Schichten auf. In den südlichen Aufschlußbereichen wird das Dach der Altmann-Schichten durch eine glaukonitisch-phosphoritische, lokal pyritreiche Kruste gebildet. Eine Grenzziehung, wie sie von FUNK (1971) mit dem Verschwinden des Glaukonites diskutiert wird, eig-

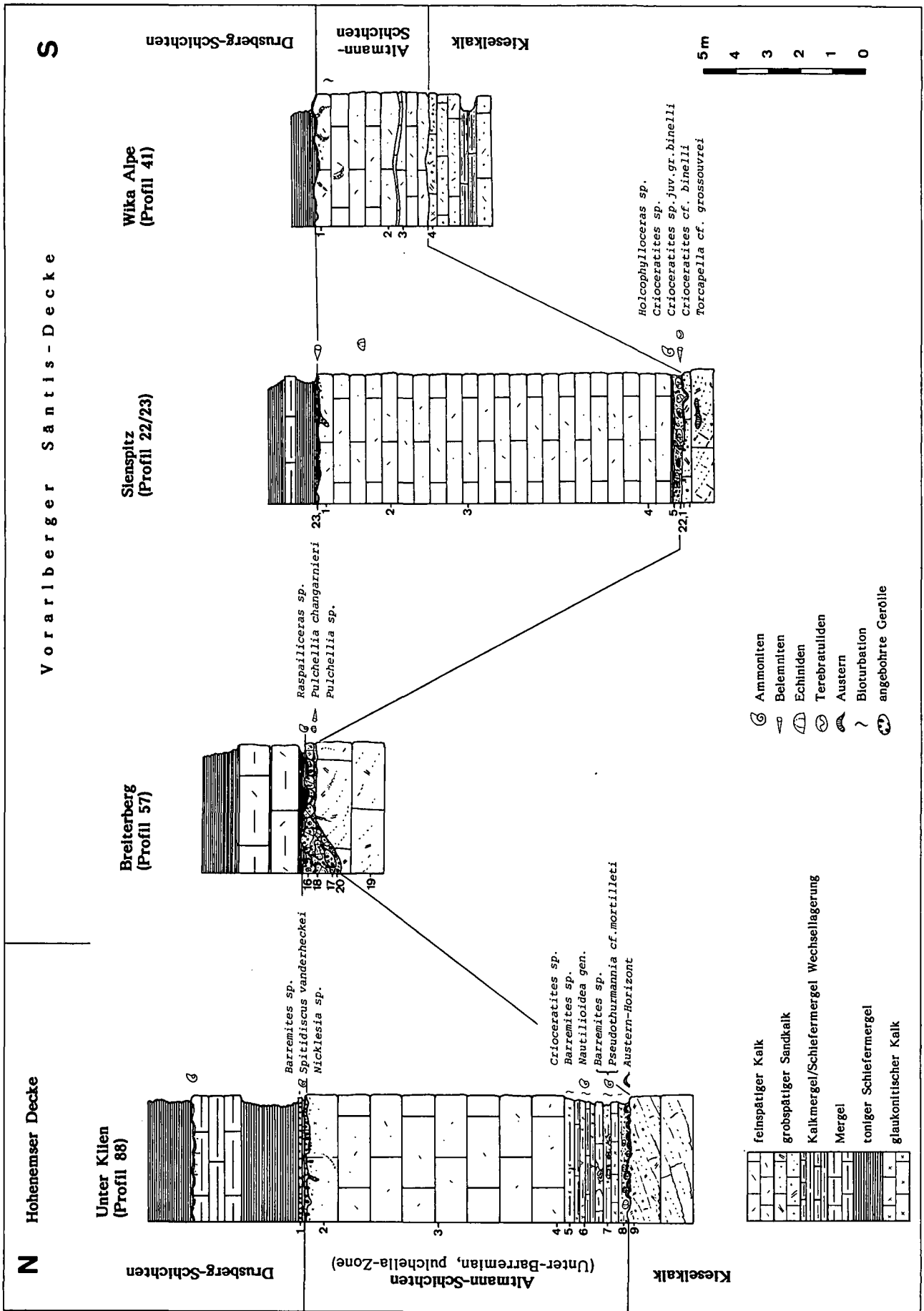


Abb. 29: Detailprofile durch die Altmann-Schichten.

net sich in Vorarlberg nicht, da der Glaukonit noch weit in die Drusberg-Schichten hinaufreichen kann (vgl. HEIM & BAUMBERGER, 1933: 209).

4.6.3. Fossilinhalt und Alter

Folgende Fauna aus den Altmann-Schichten wurde neu bestimmt:

- Holcophylloceras* sp. ind. (det. THIEULOY)
Fundort: Sienspitz (S1, S5)
- Crioceratites* sp., mehrere Stücke
Fundort: Ober Klien, Sienspitz (S3)
- Crioceratites* sp. juv. gr. *binelli* (ASTIER), (det. THIEULOY)
Fundort: Sienspitz (S2)
- Crioceratites* cf. *binelli* (ASTIER), (det. THIEULOY)
Fundort: Sienspitz (S9)
- Pseudothurmannia* cf. *mortilleti mortilleti* (PICT. & LOR.)
1962 *C. Pseudothurmannia mortilleti mortilleti* (PICT. & LOR.);
WIEDMANN p. 132, Taf. 7, Fig. 5a,b
Fundort: Klien, basaler Kondensationshorizont (K1)
- Pseudothurmannia* gr. *angulicostata* (d'ORB.), zeigt einige Affinitäten zu *Pseudothurmannia catulloi* (PARONA), (schrift. Mitt. THIEULOY).
Fundort: E Hirschau, basaler Kondensationshorizont (H1)
- Anahumulina* sp. inc., (det. THIEULOY)
Fundort: E Hirschau, basaler Kondensationshorizont (H4)
- Raspailiceras* sp.
1963 *Raspailiceras* gen. BUSNARDO
Fundort: Breiterberg (Bw1), Kummaberg (K129, Naturschau Dornbirn)
- Torcapella* cf. *grossouvrei* (NICKLES), (det. THIEULOY)
Fundort: Sienspitz (S7)
- Barremites* sp. inc., mehrere Stücke
Fundort: Ober Klien, basaler Kondensationshorizont (Kw2)
- Barremites difficilis* (d'ORB.), mehrere Exemplare, häufig am Kummaberg;
Fundort: Kummaberg (K12, Sammlung Naturschau Dornbirn)
- Spitidiscus* sp. inc.
Fundort: Klien, oberer Kondensationshorizont (Kw3)
- Spitidiscus* cf. *vanderheckei* (d'ORB.)
1888 *Holcodiscus Van-der-Hecke* d'ORB.; KILIAN p. 673, Taf. 19, Fig. 4a,b
Fundort: Ober Klien, oberer Kondensationshorizont (Kw4)
- Plesiospitidiscus* cf. *rebouli* (KILIAN), (det. THIEULOY)
Fundort: E Hirschau (H3)
- Holcodiscus caillaudianus* (d'ORB.),
1888 *Holcodiscus caillaudi* (d'ORB.); KILIAN p. 699, Taf. 19, Fig. 2a,b
1935 *Holcodiscus caillaudianus* (d'ORB.); Tzankov Taf. 3, Fig. 6 bis 8
Fundort: Kummaberg (K29, K37, K99, K109 Sammlung Naturschau Dornbirn)
- Holcodiscus irregularis* TZANKOV
1935 *Holcodiscus irregularis* n. sp.; TZANKOV p. 92, Taf. 3, Fig. 2–5
Fundort: Kummaberg (K66, K71 Sammlung Naturschau Dornbirn)
- Nicklesia* sp. ind.;
Fundort: Ober Klien, oberer Kondensationshorizont (Kw5)
- Pulchellia compressissima* (d'ORB.)
1890 *Pulchellia compressissima* (d'ORB.); NICKLES p. 36, Taf. 1, Fig. 1 bis 5
Fundort: Kummaberg (Sammlung R. OBERHAUSER Wien)
- Pulchellia changarnieri* SAYN
1890 *Pulchellia Changarnieri* nov. sp.; SAYN p. 25, Taf. 1, Fig. 13a,b,c
Fundort: Breiterberg (B1)
- Pulchellia* cf. *sauvageani* HERMITE
1890 *Pulchellia sauvageani* HERMITE; NICKLES p. 9, Taf. 1, Fig. 6
1890 *Pulchellia sauvageani* HERMITE; SAYN p. 23, Taf. 1, Fig. 11,12

Fundort: Kummaberg (K138, Sammlung Naturschau Dornbirn)

Pulchellia sp.

Fundort: Breiterberg (B56, Sammlung Naturschau Dornbirn)

Nautiloidea sp., mehrere Exemplare

Fundort: Ober Klien

Tropeothyris pilati (KAUFMANN), det. MIDDLEMISS
Haifischzähne, selten

Das Alter der Altmann-Schichten umfaßt aufgrund der vorliegenden Ammonitenfauna das Unter-Barremian (pulchella-Zone). Die Untergrenze der Barremian-Stufe ist mit dem erstmaligen Einsetzen von *Barremites* und *Raspailiceras* (BUSNARDO in RAWSON, 1983: 498) definiert.

Das gemeinsame Auftreten von *Pseudothurmanniceras* cf. *mortilleti* und *Barremites* sp. im basalen Kondensationshorizont der Altmann-Schichten in Ober Klien belegt, daß hier der Grenzbereich Hauterivian-Barremian kondensiert ist (ARNAUD-VANNEAU et al., 1983).

Pulchellia compressissima (d'ORB.) erscheint in SE Frankreich (BUSNARDO, 1963; MOULLADE, 1966: 188; ARNAUD-VANNEAU et al., 1982) wie auch in den Karpaten (AVRAM, 1983) erstmals im jüngeren Unter-Barremian. *Pulchellia changarnieri* SAYN setzt dagegen zusammen mit *Pulchellia sauvageani* (HERM.) in den Karpaten (AVRAM, 1983) bereits im älteren Unter-Barremian (*Pulchellia changarnieri*-Subzone) ein, aus SE Frankreich sind mir keine horizontalisierten Aufsammlungen dieser Arten bekannt. *Spitidiscus vanderheckei* d'ORB. setzt in den Karpaten in der unteren caillaudianus-Zone (AVRAM, 1983) ein; in SE-Frankreich wird diese Art aus dem jüngeren Unter-Barremian beschrieben (ARNAUD-VANNEAU et al., 1983).

Die von MEESMANN (1925), HEIM & BAUMBERGER (1933) am Kummaberg und Breiterberg zitierte reiche Altmannfauna aus den geringmächtigen, stark kondensierten Altmann-Schichten reicht, verglichen mit der biostratigraphischen Verbreitungen derselben Formen aus Süd-Frankreich (ARNAUD-VANNEAU et al., 1983) bis in die jüngere pulchella-Zone. Die in meiner Fossiliste aufgeführten Formen vom Kummaberg stammen aus der Sammlung FUSSENEGGER (Vorarlberger Naturschau Dornbirn) und wurden neu bestimmt. Das von HEIM & BAUMBERGER (1933: 208) am Breiterberg aufgeführte *Desmoceras* (= *Barremites*) cf. *stretlostoma* (UHLIG) würde älteres Ober-Barremian anzeigen (AVRAM, 1983; ARNEAUD-VANNEAU et al., 1983). Diese Datierung steht nun aber im Widerspruch zur reichhaltigen Foraminiferenfauna, die von FUCHS (1971) aus den basalen Drusberg-Schichten vom Ranzenberg bei Hohenems beschrieben wurde und tieferes Mittel-Barremian ergab. Eine Überprüfung, dieses in der Naturschau Dornbirn aufbewahrten, schlecht erhaltenen, phosphorisierten Ammonitensteinkerns (Nr. B56) ergab, daß es sich bei diesem Stück aufgrund der im inneren Drittel erkennbaren Suturen mit den einfachen, ungeschlitzten Sätteln nicht um *Desmoceras* cf. *stretlostoma* (UHLIG) handeln kann, da die *Desmoceraten* (*Barremites* sp.) stets stark geschlitzte interne Sättel (NICKLES, 1890) besitzen. Die vorliegenden Loben sprechen für einen Vertreter von *Pulchellia* sp. Der schlechte Erhaltungszustand läßt keine genauere Bestimmung zu.

4.6.4. Fazies und Ablagerungsmilieu

Faziestyp 1: Feinspätiige Kalke und Mergelkalke

Die gegen Süden zunehmend dünner bankigen, feinspätiigen Kalke und Mergelkalke mit hellgrauer bis bei-

ger Anwitterungsfarbe lassen sich im Dünnschliff in zwei Mikrofaziestypen unterteilen.

a) Gut sortierter Biopelsparit bis Biopelmikrospart (Packstone, Grainstone)

Die gut bis sehr gut sortierten Komponenten besitzen eine mittlere Korngröße von 0,1 mm. Neben den Peloiden, vor allem mikritisieren Foraminiferen (Textulariden, selten Milioliden) und Pellets, treten vermehrt kleine Echinodermenbruchstücke auf. Quarz und benthonische Foraminiferen treten mit 1 bis 5 % auf. Mit Abnahme der Sortierung nimmt der Gehalt an Spongiensklereen und größeren Echinodermenbruchstücken zu. Glaukonit tritt nur akzessorisch auf. Mäßige bis starke Kompaktionen führen lokal zu stylolithischen Kornkontakten zwischen den einzelnen Komponenten. In den südlichen Ablagerungsgebieten nimmt der Mikritanteil zu. Die Verbreitung beschränkt sich auf den mittleren bis südlichen Ablagerungsbereich. Im mittleren Ablagerungsgebiet tritt im basalen Teil dieser Abfolgen ein fossilreicher Horizont mit phosphoritisierten Ammoniten und Lithoklasten (meist Spiculite) auf.

Ablagerungsmilieu

Die gute Sortierung der Komponenten spricht für Umlagerung und Verfrachtung bei konstanten Strömungen. Aufgrund der vereinzelt auftretenden, mikritisieren Milioliden nehme ich eine Aufarbeitung derselben in der nördlich folgenden Plattform und Umlagerung in die tieferen Bereiche außerhalb des Plattformrandes an. Der gegen oben zunehmende Gehalt an Spongiensklereen zeigt die Rückkehr zur karbonatischen Hintergrundsedimentation ohne starke Strömungen an.

b) Biopelmikrite (Wackestone, Packstone)

Das Dünnschliffbild dieser Biopelmikrite wird bestimmt durch schlecht sortierte Echinodermenbruchstücke (Echiniden, Schwebecrinoiden), rekristallisierte Spongiensklereen, untergeordnet Foraminiferen (*Glomospira* sp., *Pyrgo* sp., Lenticulinen, Milioliden), Ostrakoden, Bivalven und pyritisierte Bioklasten, Lithoklasten sowie arenitischem Quarz (1–3 %). Die mikritische, braune Matrix ist oft intensiv bioturbiert. Phosphorit und authigener Albit treten nur akzessorisch auf.

Die Verbreitung dieser Biopelmikrite beschränkt sich auf die Serien von Klien und Hohenems sowie auf die nördlichsten Aufschlüsse im Winterstauden-Gebiet.

Ablagerungsmilieu

Die mikritische, bioturbierete Matrix, sowie die Zusammensetzung der schlecht sortierten Bioklasten (Echiniden, Gastropoden) läßt auf einen schlammigen, weichen Meeresboden unterhalb der Wellenbasis im aphotischen Bereich des Plattformabhanges bis äußeren Schelfs schließen. Mit periodischen Strömungen wurden die Foraminiferen (*Glomospira*, *Pyrgo*, Milioliden) aus den geschützten Bereichen der inneren Plattform (ARNAUD, 1980) in den vorliegenden Ablagerungsbereich eingeschwenkt.

Faziestyp 2: Dichter, beiger Kalk mit phosphoritisierten Klasten und Glaukonitkörnern

Diese geringmächtigen Abfolgen sind im frisch geschlagenen Handstück an ihrer hellgrauen Farbe deutlich erkennbar. In der Anwitterung treten Bivalven, Echiniden, Gastropoden, häufig Kiesel- und Kalkschwämme sowie ruditische, phosphoritisierte Bio- und Lithoklasten auf. Vereinzelt sind Serpuliden den Bivalven aufgewachsen. Im Dünnschliff liegt ein bioturbierter bioklastischer Spiculit vor. Die sehr kleinen Spongiensklereen bilden ein im Detail nur schwer bestimmbares filziges „Gewebe“ mit mikritischer Matrix. Dazwischen liegen aber noch gut erkennbar Spongienteile vor. Pelloide, Pellets und Foraminiferen (darunter selten Milioliden) treten nur untergeordnet auf. Glaukonit tritt mit 1 bis ca. 3 % auf.

Die Verbreitung dieser Kalke ist sehr lokal und beschränkt sich auf das Gebiet der „Kieselkalk-Glatze“. Im Gebiet der Staufenspitz (Profil 48) liegen von diesem Kalk angebohrte Gerölle vor.

Ablagerungsmilieu
Aufgrund der Zusammensetzung der von den Kiesel-spongien dominierten Fauna, der mikritischen und bioturbierten Matrix kann ein von Kieselschwämmen, Echiniden, Bivalven sowie Gastropoden besiedelter Weichgrund mit sauerstoffreichem Bodenwasser unterhalb der Wellenbasis angenommen werden. Abgestorbene Bivalven und Gastropoden wurden von Serpuliden besiedelt. In dieses Bild passen allerdings die Fragmente von Kalkschwämmen und die Milioliden, welche ein Anzeichen für untiefes, warmes Meereswasser sind, nicht. Ich nehme an, daß diese Bioklasten in der nördlichen Plattform aufgearbeitet wurden und in den Bereich der äußeren Plattform umgelagert wurden.

Faziestyp 3: Glaukonitischer Mergelkalk und Glaukonitite

Dieser Faziestyp sei mit dem höheren Glaukonitgehalt (über 5 %) definiert. In der meist mikritischen, leicht stylolithisierten Matrix treten phosphoritisierte Ammonitensteinkerne, Belemniten, Brachiopoden und Bruchstücke von Echinodermen und Bivalven, Foraminiferen nur untergeordnet auf. Kleine Pyritwürfel treten vermehrt auf. Die Glaukonitkörner besitzen amorphe und gut gerundete Formen. Die Farbe der Glaukonitkörner schwankt zwischen hellem Lindengrün und Dunkelgrün. Für den Chemismus des Glaukonites sei auf HALDIMANN (1977) verwiesen. Vereinzelt zeigen die Glaukonitkörner idiomorphe Kalzitrhomboeder.

Faziestyp 3: Glaukonitischer Mergelkalk und Glaukonitite

Ablagerungsmilieu
Als Ablagerungsmilieu nehme ich für diese Abfolgen, die aufgrund der vorliegenden, phosphoritisierten Ammonitensteinkerne einen längeren Zeitraum belegen, einen Bereich im äußeren Plattformabhang mit geringer Sedimentationsrate an.

4.7. Plattformäquivalente der Altmann-Schichten

4.7.1. Definition

Als zeitliche Plattformäquivalente der Altmann-Schichten bezeichne ich die hellgrau anwitternden, bioklastischen Oolith-Abfolgen, welche zwischen der Winterstade im Osten und dem Vorderen Niederen im Westen als großdimensionaler Slump im Liegenden der Drusberg-Schichten auftreten. Ebenfalls als Plattformäquivalente der Altmann-Schichten betrachte ich die in der Bohrung Kierwang 1 im tieferen Untergrund (von 1592,2 bis 1648 m u. T.) zwischen dem Kieselkalk im Liegenden und den schwarzen Tonmergelgesteinen der Drusberg-Schichten im Hangenden durchfahrenen, kreuzgeschichteten Oolithe (unpubl. Schichtenverzeichnis der PREUSSAG, 1969).

Referenzprofile

Als Referenzprofil wählte ich die zwei folgenden Profile (Abb. 30):

a) Nördlich des Vorderen Niederen, im obersten Teil der steil nach Norden abstürzenden Felswand, nahm ich unmittelbar über dem alten Stolleneingang, in welchem im letzten Jahrhundert Eisenerz abgebaut wurde, das Profil 107 auf. Über dem Hardground der Gemsmättli-Schicht, die im Stollen z. T. hämatitisch imprägniert ist, folgt eine geringmächtige, grobspätige Sandkalkbank (Kieselkalk-Relikt). Darüber setzten die Plattformäquivalente der Altmann-Schichten mit aufgearbeiteten Geröllen des Liegenden und pyritisierten Lithoklasten, welche in einer leicht mergeligen Matrix mit Orbitolinen und Milioliden schwimmen, ein. Die verfalteten Strukturen lassen diese Kalkmasse eindeutig als Slump erkennen. Im untersten Teil des Slump liegt invers eine große Scholle überschlagener, angebohrter Gemsmättli-Schichten. Darüber setzt der hellgraue, ca. 5 m starke, Orbitolinen führende Oolith ein.

b) Das Profil 124, im westlichen Anriß des Erosionskessels der Guntenalpe aufgeschlossen, besitzt eine ähnliche Abfolge. Hier lassen sich aber auf der Unterseite der synd sedimentär abgeglittenen und gefalteten Orbitolinen führende Kalke große, südvergente Strömungsmarken erkennen.

Lithologie

Die Plattformäquivalente der Altmann-Schichten sind an ihren hellgrau anwitternden Kalkbänken erkennbar und lassen sich deutlich von den liegenden, bioklastischen Oolithen mit der bräunlichen Anwitterung und den hangenden Schiefermergeln der Drusberg-Schichten abgrenzen. Im Handstück liegt ein mäßig bis gut sortierter, bioklastischer Oolith (Grainstone) mit Milioliden und Orbitolinen vor. Aufgearbeitete, bioklastische Oolithgerölle, siliziklastischer Detritus mit wenig Glaukonit, Phosphorit sowie aufgearbeitete Oolithgerölle der liegenden Oerfla-Formation beschränken sich nur auf die basalen Lagen.

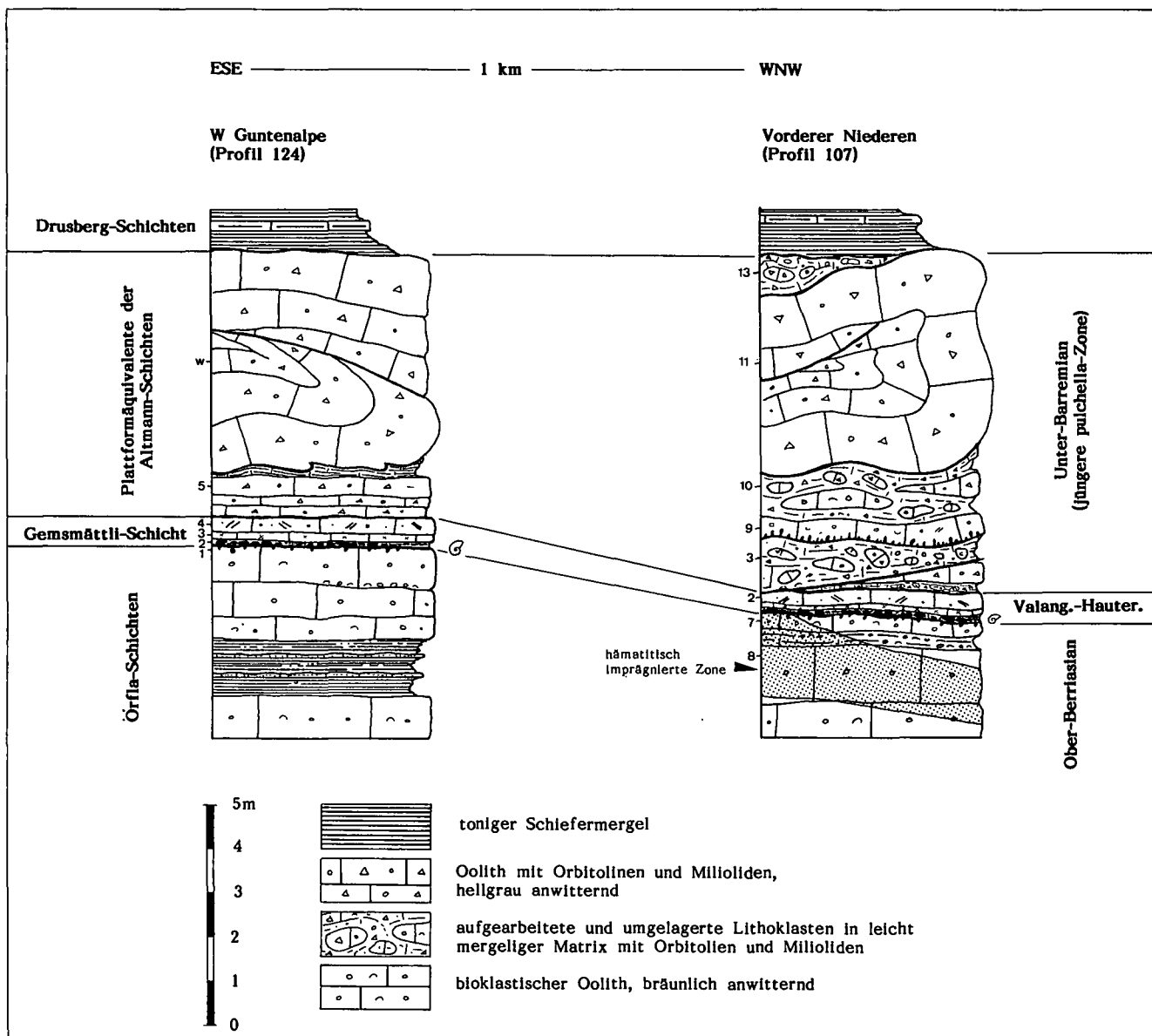


Abb. 30: Detailprofile durch die synd sedimentär umgelagerten Plattformäquivalente der Altmann-Schichten im nördlichen Vorarlberg.



Abb. 31: Großdimensionaler Slump (Plattformäquivalente der Altmann-Schichten) zwischen den Oerfla-Schichten (jüngeres Berriasian) und den Drusberg-Schichten (Ober-Barrémian) nördlich des Niedereen, Blick gegen Westen. D = Drusberg-Schichten; S = Slump (Plattformäquivalente der Altmann-Schichten); Ö = Oerfla-Schichten.

Abgrenzung

Die Untergrenze ziehe ich mit dem diskordanten Einsetzen der hellanwitternden, bioklastischen Kalke über den bräunlichen Oolithen der Oerfla-Formation oder den grobspätigen Sandkalken des Kieselkalkes. Da die Plattformäquivalente der Altmann-Schichten meist als großdimensionaler Slump auftreten, ist ihre Abgrenzung unproblematisch.

Die Obergrenze ziehe ich mit dem Einsetzen der tonigen Schiefermergel der darüberfolgenden Drusberg-Schichten. Die unebene Oberfläche der Plattformäquivalente der Altmann-Schichten weist ein Relief von mehreren Metern auf.

Mächtigkeit und Verbreitung

Die Mächtigkeit dieser hier erstmals beschriebenen Plattformäquivalente der Altmann-Schichten schwankt stark und erreicht am Vorderen Niedereen 8 m; am Wanderweg nördlich des Hasenstricks ca. 10 m. Gegen Süden und Norden keilen sie aus. „Autochthone“ Plattformäquivalente der Altmann-Schichten sind an der Oberfläche nirgends anstehend. In der Bohrung Kierwang 1 wurden im tieferen Untergrund diese Plattformäquivalente – 32 m kreuzgeschichtete Oolithe – durchfahren.

Analoge, gleichaltrige Entwicklungen von bioklastisch-oolithischen Hochzonen (shoals, haut-fond) werden aus dem selben stratigraphischen Niveau aus dem

Helvetikum nördlich des Thunersees (ZIEGLER, 1967) und aus dem Vercors (ARNAUD-VANNEAU, 1980) beschrieben.

4.7.2. Fossilinhalt und Alter

Folgende Foraminiferenfauna wurde in Dünnschliffen unter freundlicher Mithilfe von Daniel BOLLINGER (Zürich) aus den bioklastischen Oolithen aus dem Slump der Plattformäquivalente der Altmann-Schichten bestimmt:

- Sabaudia minuta* (HOFKER Jr.)
- Cuneolina* sp. (= *C. aff. laurentii* SARTONI et CRESCENTI in ARNAUD-VANNEAU 1980: 553)
- Paracoskinolina cf. reicheli* (GUILLAUME)
- Paracoskinolina cf. maynci* (CHEVALIER)
- Palaeodictyoconus cuvillieri* (FOURY)
- Palaeodictyoconus gr. cuvillieri-actinostoma*
- Palaeodictyoconus* sp.
- Derventina filipescai* NEAGU

Anhand dieser Foraminiferen-Vergesellschaftung lassen sich die Plattformäquivalente der Altmann-Schichten ins jüngere Unter-Barremian einstufen. Namentlich das gemeinsame Auftreten von *Cuneolina aff. laurentii* SARTONI et CRESCENTI, eine Form, die im Ober-Hauterivian einsetzt und an der Grenze Unter-/Ober-Barremian erlischt (ARNAUD-VANNEAU, 1980: 554) mit *Paracoskinolina cf. maynci* (CHEVALIER) und *Paracoskinolina cf. reicheli* (GUILLAUME) – beide setzen in SE Frankreich erstmals im jüngsten Unter-Barremian ein (ARNAUD-VANNEAU et al., 1983) – macht diese zeitliche Einstufung möglich.

4.7.3. Fazies und Ablagerungsmilieu

Im südvergenten, großdimensionalen Slump lassen sich zwei Lithologien unterscheiden.

a) Hellgraue Kalke (bioklastische Oolithe)

Diese hellgrau anwitternden, gebankten und syn-sedimentär verfalteten bioklastischen Kalke zeigen im Dünnschliff einen mäßig bis gut sortierten Grainstone, lokal auch Packstone. Die meisten Ooide besitzen einen großen, bioklastischen Kern bestehend aus Orbitoliniden (*Palaeodictyoconus* sp.), Milioliden, Neotrocholinen, Dasycladaceen, kleine Gastropoden und Echinodermen. Die bioklastischen Komponenten mit einem Durchmesser über 1 mm zeigen vermehrt starke Abrasionen. Die Echiniden-Fragmente sind randlich angebohrt und besitzen dunkle mikritische Säume (Rindenkörner). An Bioklasten treten häufig Milioliden und *Palaeodictyoconus* sp. (vgl. auch Fossiliste), Algenbruchstücke und Gastropoden auf.

b) Bräunlichgraue Kalke mit aufgearbeiteten Lithoklasten

Diese disintegrierte, chaotische Serie zeichnet sich aus durch aufgearbeitete, ruditische bis m³-große Schollen und Gerölle aus der liegenden Gemsmättli-Schicht, der Oerfla-Formation und Orbitolin führende Oolithe. In der mikritischen, oft stylolithisierten Matrix schwimmen Milioliden, Algen, Lituoliden, Serpuliden, Bryozoen, Gastropoden, Kiesel Schwämme und Echinodermen. Quarz, Glaukonit, pyritisierte und phosphorisierte Bio- und Lithoklasten beschränken sich hauptsächlich auf den basalen Bereich dieser Serie.

Ablagerungsmilieu

Als Ablagerungsort nehme ich für diesen Slump den Bereich des basalen Hangfußes der Kieselkalk-Glatze im Bereich des äußeren Schelfes an. Als Herkunftsgebiet des Slumps ist aufgrund der darin enthaltenen Mikrofauna, der 10 bis 20 km nördlich folgende, hochenergetische Bereich des zentralen bis äußeren Plattformrandes anzunehmen.

Der wohl durch ein Erdbeben ausgelöste Slump, läßt aufgrund seines lithologischen Aufbaues zwei mechanisch unterschiedliche Phasen erkennen. Durch die in Bewegung gesetzte Masse und der damit verbundenen Zunahme der Bodenströmung wurden im Bereich des äußeren Plattformrandes und oberen Plattformabhanges pyritisierte Bio- und Lithoklasten, Kieselschwämme, Quarz und Glaukonit aufgearbeitet sowie Teile des lithifizierten und angebohrten Hardgrounds der Gemsmättli-Schicht und der darunterliegenden bioklastischen Oolithe der Oerfla-Formation mitgerissen und umgelagert. Auf dieser disintegrierten, konglomeratischen Sequenz folgte gleitend ein großes, kohärentes Schichtpaket (bioklastischer Oolith mit Milioliden und Orbitolinen), welches kurz vor dem Stillstand am Böschungsfuß syndimentär verfalltet wurde. Dabei gelangten lokal auch Anteile der basalen, disintegrierten Lage über das obere Gleitpaket (vgl. Abb. 30, Profil 107).

5. Regionale Faziesentwicklung

5.1. Hohenems-Klien (Hohenemser Decke)

Die Gesteine der Oerfla-Formation in der invers liegenden Hohenemser Folge unterscheiden sich von den südlich folgenden, gleichaltrigen Gesteinsabfolgen am Breiterberg und Götznerberg durch das Auftreten von Algen-Foraminiferen-Kalken mit Einschaltungen von Karsthorizonten und dünnen Lagen von brackischen Ostrakodenkalken.

Am Beispiel des entlang des Fußweges Ober Klien – Emser Reute aufgeschlossenen Profils (Abb. 32) sei die lithologische Abfolge der älteren Unterkreide kurz beschrieben.

Den ältesten Anteil bildet die westlich Emser Reute im Bach (Kote 650 m ü. M.) aufgeschlossene Mergelkalk/Schiefermergel-Wechsellagerung der Palfris-Formation (auf der Geologischen Karte, Blatt Dornbirn Süd, [OBERHAUSER, 1982K] ist dieser kleine Aufschluß irrtümlicherweise den Drusberg-Schichten zugeordnet). Darunter (d. h. stratigraphisch darüber) folgt die Oerfla-Formation mit bioturbierten, bioklastischen und oolithischen Kalken mit dolomitischen Linsen (Faziestyp 6). Weiter talwärts, dort wo der Wanderweg den Bach quert, ist im oberen Teil der südlich anstehenden Felsstufe eine 6 m mächtige, bioklastische Oolithserie mit Kreuz- und Schrägschichtungen zu erkennen (Faziestyp 7). Diese basale Abfolge repräsentiert den Übergang vom Plattformabhang über den äußeren, zum zentralen, im hochenergetischen Bereich liegenden Plattformrand mit oolithischen Barren.

Die stratigraphisch darüber folgenden Aufschlüsse entlang dem Weg und im Bach zeigen Abfolgen von bioklastischen Kalken mit Einschaltungen von ruditischen Biogentrümmerkalk-Bänken mit Schill-Lagen und vereinzelt dünnen Dolomitlinsen. Die Oolithbänke besitzen oft Schräg- und Rippelschichtungen. Die folgenden

20 bis 30 Profilmeter sind nur im Bachtobel und dort schlecht aufgeschlossen. Erst dort, wo sich der Wanderweg der steilabstürzenden Felswand nähert, sind kurz vor der Treppe die Aufschlußverhältnisse wieder besser. Auf der Höhe der obersten Treppenstufen ist in der nördlich folgenden Felswand eine schräggeschichtete Oolithbank zu erkennen, die ich als Gezeitenkanal deute. Entlang dem Treppenabstieg quert man eine 10 m mächtige Abfolge von Algen-Foraminiferen-Kalken (Faziestyp 9) mit zurückwitternden, grasbedeckten, terrigen-klastischen Mergel einschaltungen (Faziestyp 10). In diesen Kalken treten Internsedimente mit vadosem Silt auf; die Bankoberflächen sind stark verwittert und zeigen vereinzelt Paläokarst-Taschen mit terrigen-klastischen Mergelfüllungen.

Diese Abfolge zeigt die wechselnden Ablagerungsbereiche zwischen normal marinen, geschützten Lagunen mit Kalkalgen, der Gezeitenzone, in welcher siliziklastisch-terrigen Mergel abgelagert wurden und den terrestrischen Gebieten mit Karstbildungen.

Am Fuß der Treppe beim Stolleneingang ist ein markanter Gezeitenkanal mit 2 m hohen, ursprünglich nordvergenten Foresets gut aufgeschlossen. Dieser Gezeitenkanal läßt sich vom Tal her betrachtet über mehrere hundert Meter in der Felswand zwischen Ober Klien und Hohenems verfolgen.

Im folgenden quert er in die Felswand gehauene Weg eine 6 m starke, feinlamierte Feinsandkalk-Abfolge. Darüber folgen gut sortierte bioklastische Oolithe mit Kreuz- sowie Schrägschichtungen und Wellenrippeln. Kurz vor dem Kreuz sind in der der Felswand vorgelagerten Felspartie hellgraue Kalke mit Gastropoden und Trocholinen anstehend. Beim Kreuz vollzieht sich alsdann ein schneller lithologischer Wechsel. Die Trocholinen führenden Kalke leiten in den gelblich anwitternden, feinspätigen Betlis-Kalk über. Der gleichmäßig gebankte Betlis-Kalk zeigt vereinzelt mittel- bis grobspätige Lagen mit scharfer Untergrenze ein. Gegen den Helvetischen Kieselkalk wird der Betlis-Kalk durch die 1 bis 2 m mächtigen, grobsandigen *Pygurus*-Schichten mit der rostig anwitternden Gemsmättli-Schicht im Dach begrenzt.

Dieses Profil (Abb. 32) entlang dem Fußweg Ober Klien – Emser Reute zeigt basal eine deutliche shallowing upward-Sequenz, die mit den Mergelschiefern der Palfris-Formation beginnt und mit dem markanten Karsthorizont im Dach der Foraminiferen-Algen-Kalke endet. Darüber folgen fünf weitere, kleine shallowing upward-Sequenzen, die mit den trocholinenreichen Kalken enden. Mit dem Einsetzen des Betlis-Kalkes muß, aufgrund der vorliegenden Sedimentstrukturen und der faziellen Ausbildung, eine schnelle Zunahme der Wassertiefe angenommen werden.

Ein detailliertes Ablagerungsbild der geschützten, lagunären Bereiche und der Gezeitenzone läßt sich an weiteren Aufschlüssen zwischen Klien und Hohenems gewinnen. Besonders die versackte Felspartie (Profil 83), südlich des kleinen Sees am Fuß der Felswand, bei den Feuerstellen der Zigeuner, eignet sich für detaillierte Beobachtungen. In frischen Anrissen sind hier besonders die siliziklastischen Mergelabfolgen mit Algen (*Macroporella embergeri*, Brackwasseranzeiger) über verkarsteten Oberfläche mit aufgearbeiteten Lithoklasten, abgerollten *Pycnoporidium*- und *Lithocodium/Bacnel-la*-Klasten sowie verkohlten Holzresten gut erkennbar.

In den Abb. 33 und 34 sind die Profile von Ober Klien (88), Hohenems (49) und Schloßberg (103) untereinander

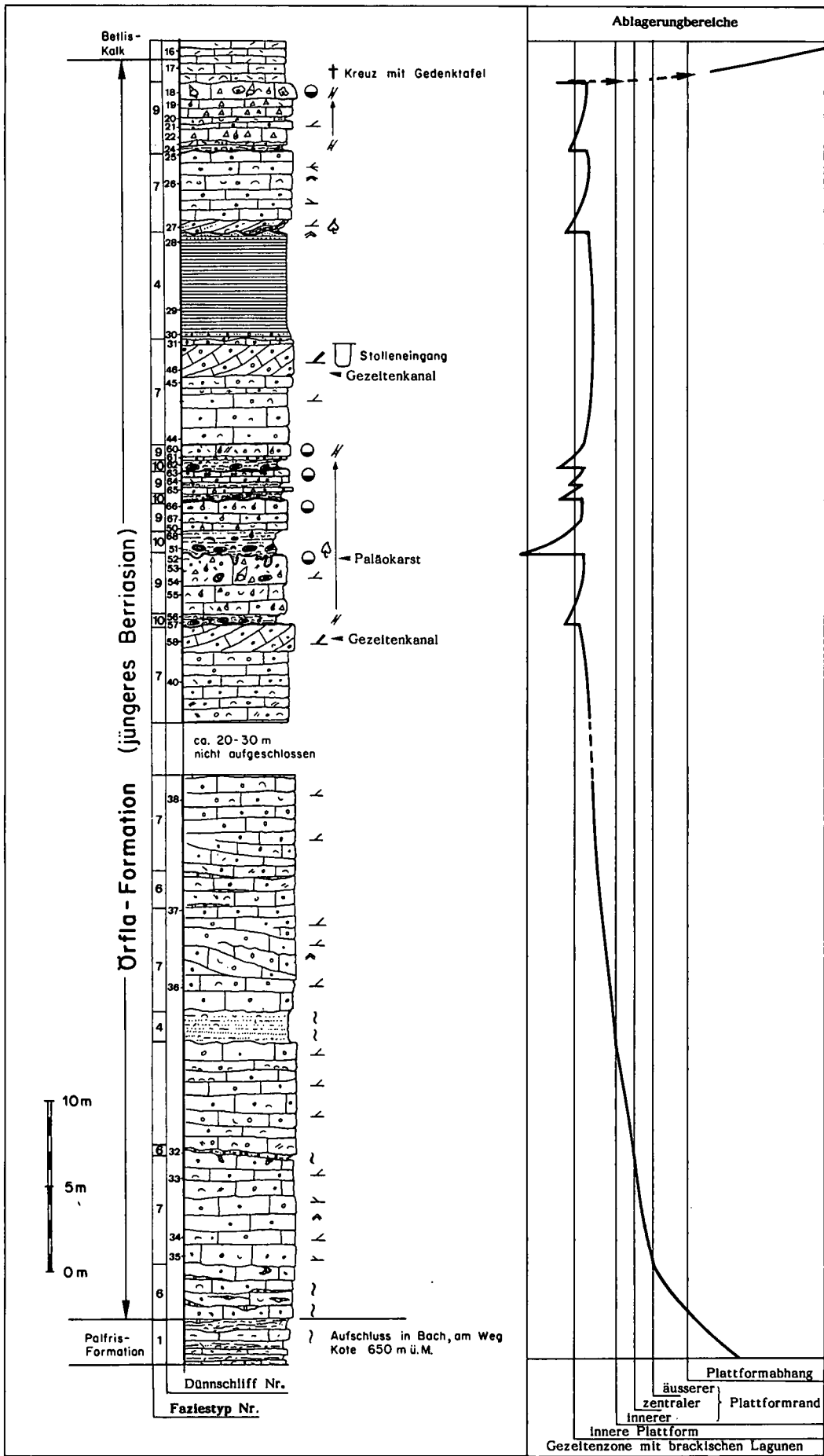


Abb. 32: Detailprofil durch die Oerfla-Formation entlang des Fußweges Ober Klien – Emser Reute.

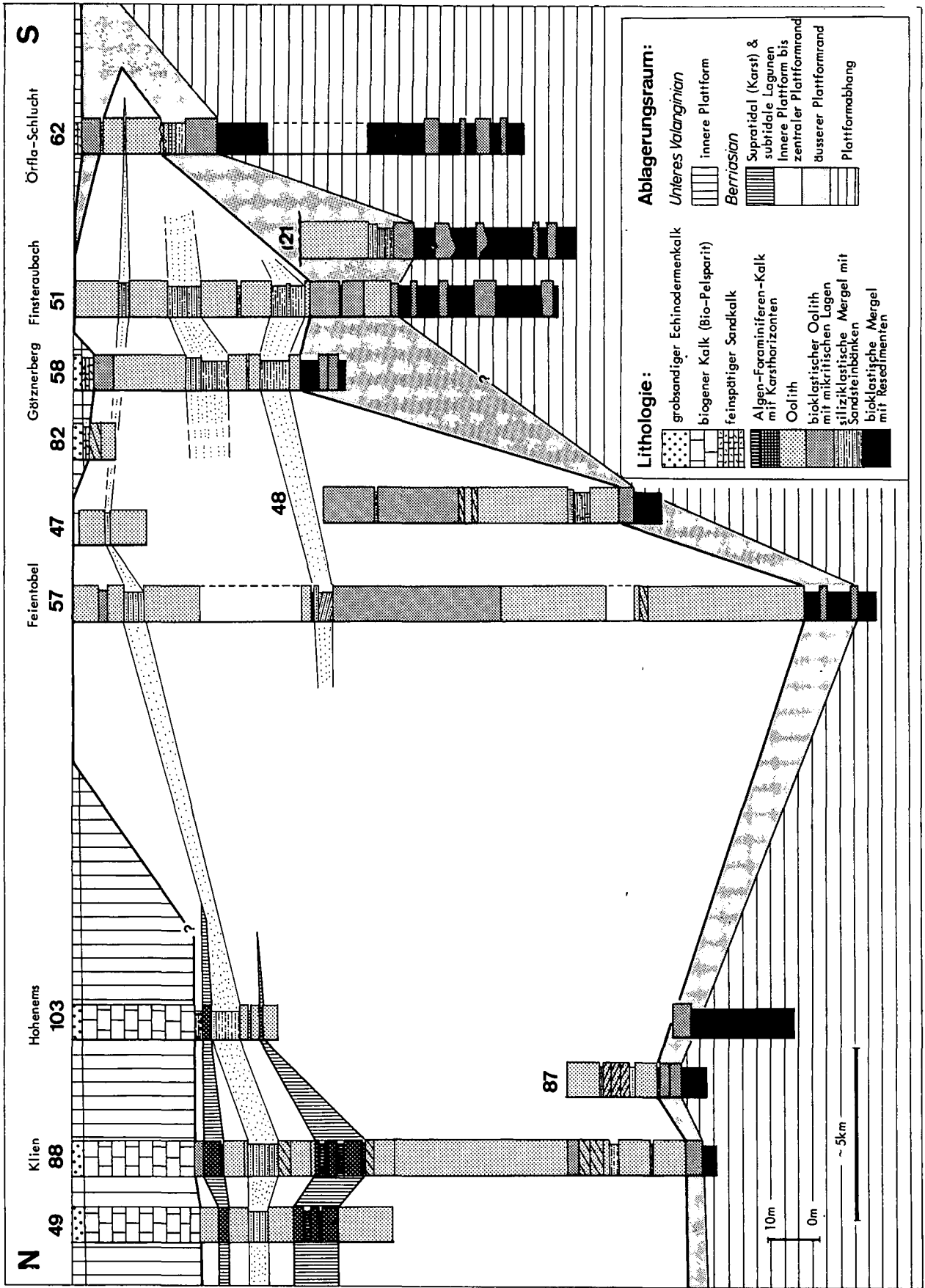


Abb. 33. Schematisches, abgewinkeltes N-S-Profil durch den westlichen Teil Vorarlbergs (Rheintal) für den Zeitabschnitt Berriasian bis älteres Unter-Valanginian.

der und mit den südlichen anschließenden Profilen der Vorarlberger Säntis-Decke korreliert. Die nördlichen Profile (88 und 49) können direkt verbunden werden, da sich die einzelnen Schichten in der Felswand verfolgen lassen. Eine Korrelation mit dem nördlichsten Profil der Vorarlberger Säntis-Decke (Feientobel, Profil 57) ist schwierig. Im Gegensatz zu den südlichen Profilen tritt im nördlichen Faziesbereich (Hohenemser Decke) typischer Betlis-Kalk auf und scheint auf einen Ost-West-verlaufenden Streifen beschränkt zu sein.

Die Helvetische Kieselkalk-Formation setzt über den Pygurus-Schichten mit der rostig verwitternden, geringmächtigen Gemsmättli-Schicht ein. Der Kieselkalk zeichnet sich im Gebiet zwischen Hohenems und Unter Klien durch ausgeprägte Sedimentstrukturen aus. Vor allem die grobspätigen, braunschwarz anwitternden Sandkalken besitzen ausgeprägte Kreuz- und Schrägschichtungen. In den feinspätigen, bräunlich anwitternden Sandkalken lassen sich im obersten Teil des Steinbruches von Unter Klien Feinrippelschichtung mit herringbone crossbedding in der Anwitterung der Felswand erkennen. Die fein- und grobspätigen Sandkalken verfangern sich lateral. Die Oberfläche der Kieselkalk-Formation wird NNE von Hohenems durch ein Austernpflaster, bei Unter Klien durch einen angebohrten Hardground gebildet. Als Ablagerungsbereich kann für den Kieselkalk aufgrund der vorliegenden Sedimentstrukturen (Kreuz- und Feinrippelschichtung) die innere Plattform mit Gezeitenströmungen angenommen werden.

Die Altmann-Schichten setzen mit Ammoniten führenden, glaukonitischen Mergeln des älteren Unter-Barremian ein. Während NNE von Hohenems (Profil 49) sich nach ca. 2 m ein Übergang in die Drusberg-Schichten vollzieht, folgen bei Ober Klien 8 m grobgebankte, feinspätige Kalke, welche mit einem angebohrten glaukonitischen Hardground mit einer Ammonitenfauna des jüngeren Unter-Barremian gegen die Drusberg-Schichten abschließen. Der auf den kreuzgeschichteten Sandkalken aufgewachsene Austernhorizont zeigt einen Rückgang der Stärke der Hydrodynamik an. Die darüber folgenden glaukonitischen Mergel mit Ammoniten belegen eine mit Zunahme der Wassertiefe verbundene Mangelsedimentation. Für die gebankten Altmann-Schichten kann ein ruhiges Ablagerungsmilieu im tieferen Subtidal angenommen werden.

5.2. Breiterberg

NW des Breiterbergs sind die steilstehenden Gesteinsabfolgen der älteren Unterkreide im Feientobel (Fallenbach) aufgeschlossen (vgl. HEIM & BAUMBERGER, 1933, Fig. 14). Am Fuß des Fallenbach-Wasserfalls sind Schiefermergel (Palfris-Formation) aufgeschlossen. Im obersten Teil, am Fuß der Felswand, treten vermehrt Einschaltungen von bioklastisch-oolithischen Bänken auf, welche vereinzelt Strömungsmarken auf der Schichtunterseite erkennen lassen. Darüber folgen die saigeren, bioklastischen Oolithe der Oerfla-Formation, die eine Mächtigkeit von ca. 150 m erreichen. Im oberen Drittel der Oerfla-Formation ist eine mehrere Meter starke, schräggeschichtete, feinlaminierte Sandkalkabfolge in die Oolithe eingeschaltet. Eine zweite folgt im obersten Teil der Oerfla-Formation, ca. 10 m im Liegenden des Kieselkalkes. Während im Liegenden der unteren siliziklastischen Sequenz vermehrt dünne dolomitische Lagen in die Oolithe eingeschaltet

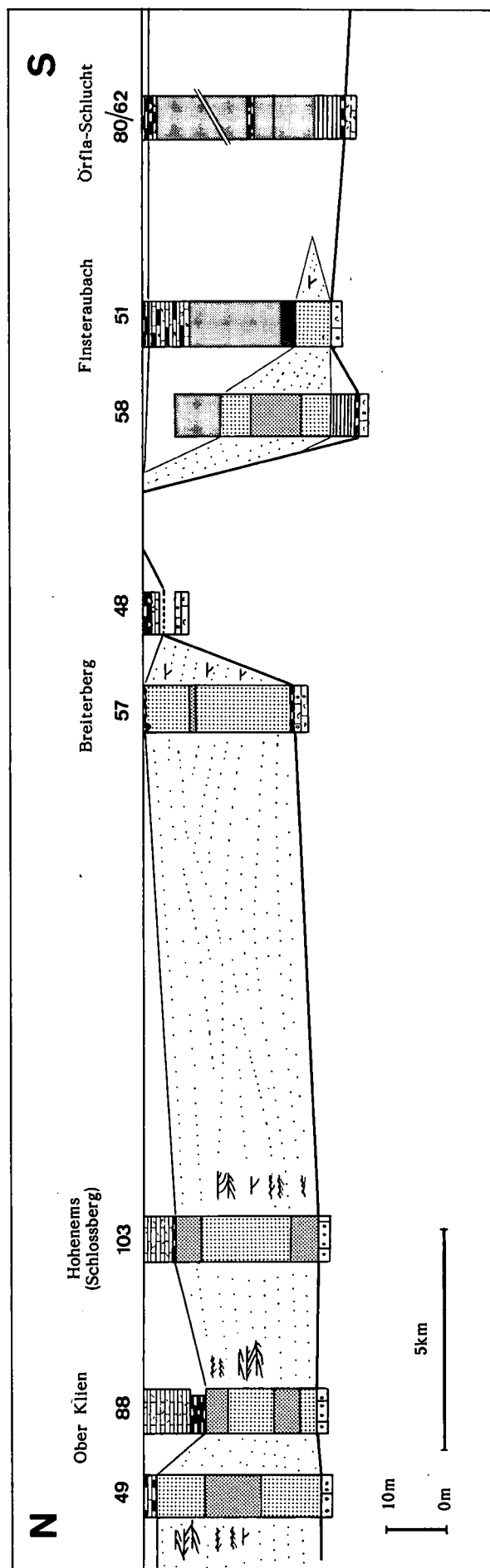


Abb. 34: Schematisches, abgewinkeltes N-S-Profil durch den Kieselkalk und die Altmann-Schichten im westlichen Vorarlberg.

sind, treten in deren Hangenden vor allem gut sortierte Oolithe auf. Eine Abnahme des Ooidgehaltes gegen oben, wie dies von HEIM & BAUMBERGER (1933: 178) beschrieben wurde, konnte ich nicht beobachten. 3 m unter der unteren siliziklastischen Sequenz in der Oerfla-Formation fand ich im Dünnschliff (57/10) Internsedimente, welche sich mit vadosem Silt vergleichen lassen.

Dieses Profil 57 zeigt im basalen Teil eine deutliche shallowing upward-Sequenz. Die Mergelabfolgen mit bioklastischen Resedimenten der Palfris-Formation wurden im Bereich des oberen Plattformabhanges und des äußeren Plattformrandes, die bioklastischen Oolithe der Oerfla-Formation im Bereich des zentralen Plattformrandes und in der inneren Plattform abgelagert. Den schräg geschichteten Sandkalk interpretiere ich als Gezeitenkanal.

Über den Oolithen der Oerfla-Formation folgt eine 0,2 bis 2 m mächtige, atypische Gemsmättli-Schicht. Während in den basalen 0,1 bis 0,3 m vermehrt phosphoritisierte Fossilsteinkerne auftreten, zeigt die darüber folgende Sequenz, die reich an hellgrau anwitternden Kieselpongien ist, eine „konglomeratische“ Ausbildung. Die sehr heterogene Zusammensetzung und schlechte Sortierung (Floatstone) der Bioklasten (Kieselpongien, Echiniden, Bryozoen, Kalkschwämme, Serpuliden), sowie die phosphorisierten Bioklasten sprechen für eine Zusammenschwemmung der Komponenten. Der über der Gemsmättli-Schicht einsetzende mittel- bis grobsandige Helvetische Kieselkalk läßt sich im oberen Drittel durch ein zurückwitterndes Sandkalkband (0,3 m) zweiteilen. Der untere Teil besteht hauptsächlich aus grobspätigen, bioklastischen Sandkalken mit Bruchstücken von Echiniden, Bryozoen und Kieselpongien. Schrägschichtung und Bioturbationen sind deutlich erkennbar. Der obere Teil zeigt laminierte Sandkalke mit Grobsand, südvergente Schrägschichtungen und lokal Bioturbationen (Fluchtpuren). Das Dach des Kieselkalkes wird durch eine geringmächtige Lage von aufgearbeiteten sowie angebohrten Kieselkalk-Geröllen gebildet und von einer dünnen phosphoritischen Kruste überzogen. Die Altmann-Schichten beschränken sich auf kleine, untiefe Taschen, welche zwischen den Geröllen hinabreichen und von einem hellgrauen Kalk mit phosphorisierten Ammonitensteinernen erfüllt sind.

Im Nord-Süd-Profil (Abb. 33) habe ich das Profil 57 (Feientobel) mit den südlich im Götznert-Gewölbe folgenden Profilen korreliert. Dabei erkennt man deutlich das Ansteigen (um ca. 130 m) der sich nach Süden verschiebenden Front des Plattformrandes. Eine lithostratigraphische Korrelation innerhalb des Bereiches zwischen dem zentralen Plattformrand und der inneren Plattform ist äußerst problematisch, da keine lagunären Sedimente vorliegen. Unter der Annahme, daß die siliziklastischen Abfolgen isochron geschüttet worden seien, habe ich die beiden Sandkalksequenzen, die im Feientobel (Profil 57) auftreten, mit jenen in den südlichen Profilen verbunden (Abb. 34).

Die grobsandigen, schräggeschichteten Sandkalke des Kieselkalkes lassen sich faziell mit dem Kieselkalk von Hohenems und Ober Klien korrelieren.

5.3. Götznert Gewölbe (Kummaberg-Staufenspitz)

Die Aufschlüsse im Hangendschenkel (Kummaberg,

Zwurms, Staufenspitz) und Liegendschenkel (Götznertberg, Sonderberg) des Götznert Gewölbes zeigen auf engstem Raum markante Fazieswechsel. In Abb. 35 sind die Profile dieses Gebietes in einem schematischen West-Ost-Profil zusammengestellt. Neben einer generellen shallowing upward Sequenz (vgl. Profile 51, 58, 65) zeigt diese Korrelation das Vordringen des zentralen Plattformrandes gegen Westen (Rheintal), wo aufgrund der beobachteten faziellen Ausbildung der Gesteinsabfolgen am Kummaberg eine nach Norden reichende Einbuchtung des Plattformrandes anzunehmen ist. Während am Kummaberg (Profil 86) die fazielle Ausbildung der Gesteine – biogene Schiefermergel mit Pinniden und bioklastische Mergelkalke – für tiefere Wasserbereiche (unter der Sturm-Wellenbasis) sprechen, zeigen in den östlich folgenden Aufschlüssen um Götznert kreuzgeschichtete Oolithe die hochenergetischen Bereiche des zentralen Plattformrandes an. Vorkommen von vadosem Silt in kreuzgeschichteten Oolithen am Sonderberg (Profil 65/12) und Finsteraubach (Profil 51/55) markieren aufgetauchte Oolithbarren des zentralen Plattformrandes. Die Einschaltungen von siliziklastischen Mergeln und feinlaminierten Sandsteinen in diese Oolithe lassen sich als Muldenzonen zwischen den hochenergetischen Oolithbarren innerhalb der inneren Plattform interpretieren. In den östlichen Profilen (60, 58) ist in dem obersten Profilabschnitt aufgrund der Sedimentstrukturen generell eine relative Zunahme der Wassertiefe, bzw. ein Rückgang des hydrodynamischen Regimes feststellbar.

Während im östlichen Bereich die Kondensation der Gemsmättli-Schicht mit einem Hardground direkt über der Oerfla-Formation einsetzt, wird im westlichen Bereich die Oerfla-Formation von geringmächtigen Spitzern-Schichten (feinspätigen Sandkalken), Betlis-Kalk und zu oberst von den grobsandigen Pygurus-Schichten überlagert.

Dieses West-Ost-Profil zeigt deutlich, daß sich die Verbreitung des Betlis-Kalkes auf jene Bereiche beschränkt, in welchen im Ober-Berriasian tiefere Ablagerungsbereiche vorlagen. Die Verbreitung des Betlis-Kalkes wurde in diesem Gebiet durch die Topographie des Meeresbodens, welche im jüngeren Ober-Berriasian vorlag, bestimmt. Anzeichen von synsedimentärer Bruchtektonik liegen hier nicht vor.

5.4. Klausberg – Melisberg

Großräumige, flächenhafte Aufschlüsse in der Oerfla-Formation im Raume Klausberg – Melisberg eignen sich für das Studium von Detailprofilen, deren Interpretation ein detailliertes Bild des Ablagerungsmilieus ergeben.

Der durch den Straßenbau zwischen der Abfalldeponie südlich Bersbuch und der alten Straße nach Bezau angeschnittene Felskopf zeigt ausgezeichnet erhaltene Sedimentstrukturen, deren Interpretation es uns erlaubt, ein Bild der hydrodynamischen Verhältnisse während des Sedimentationsprozesses zu gewinnen.

In Abb. 36 habe ich eine Detailaufnahme des basalen Abschnittes dieses Aufschlusses (Profil A) wiedergegeben. Zur Orientierung ist rechts in dieser Abbildung die Zahl 60 (Schicht 5) markiert, diese wurde während der Straßenarbeiten (ca. 1975) als Fixpunkt mit roter Farbe auf den Fels gesprayed. Die einzelnen Schichtstöße habe ich von unten nach oben numeriert.

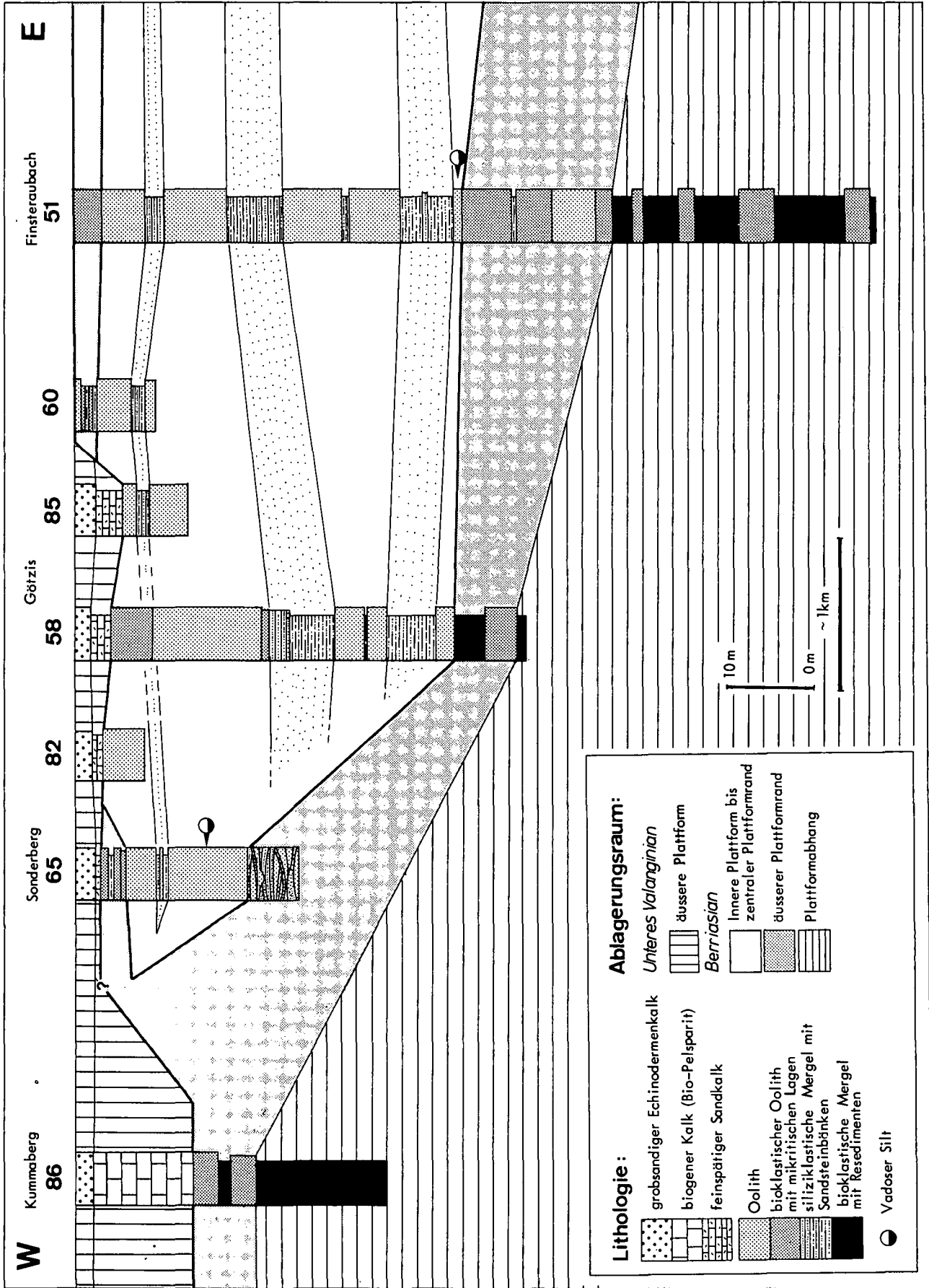


Abb. 35: Schematisches West-Ost-Profil durch die älteren Unterkreide-Abfolgen zwischen Finsteraubach und Kummberg (Rheintal).

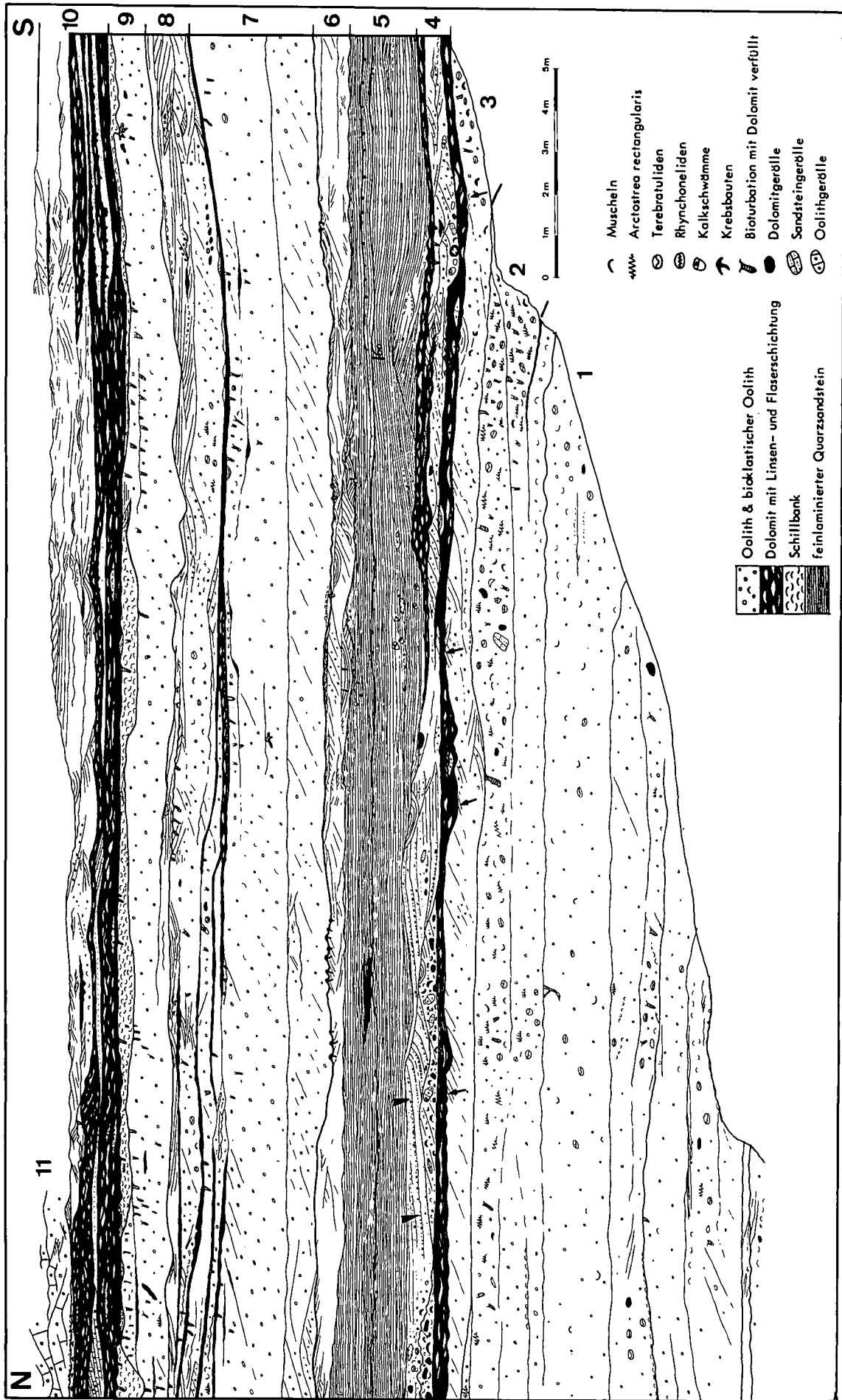


Abb. 36: Detailaufnahme der basalen Qerflia-Formation an der Straße Bersbuch – Mellau.

Schicht 1

Der basale Profilabschnitt besteht aus bioklastischen Oolithabfolgen. Die einzelnen Schichtbänke zeigen lokal Schrägschichtungen (nordvergent), die z. T. durch eingeregelt Muschellagen verstärkt sind. Die Schichtobergrenzen sind bioturbiert, wobei die Bioturbationshohlräume von gelb anwitterndem, mikritischem Dolomit erfüllt sind.

Diese basale Abfolge wurde in Bereichen mit wechselnden Turbulenzen und Strömungen im unteren Subtidal abgelagert. Die mit Dolomit gefüllten Bioturbationen zeigen Ruhephasen zwischen stärkerem, sturminduziertem Wellengang an, in welchen die Sedimentation des Mikrites (Dolomit) erfolgte und in die Bioturbationshohlräume einzusickern vermochte.

Schicht 2

Diese ruditische Bioklastenbank mit Brachiopoden (Terebratuliden, Rhynchonelliden), Austern (*Arctostrea rectangularis*, vereinzelt *Exogyra coulouxi*), Bryozoen, Kalkschwämmen, Korallen, Serpuliden, Lithoklasten und pyritisierten Ooiden wird von Bioturbationshohlräumen durchsetzt, die mit mikritischem Dolomit erfüllt sind.

Die großen Lithoklasten (über 1 dm Durchmesser) sind ein Hinweis auf sehr starke Strömungen. Die Zusammensetzung der Fauna (Brachiopoden, Austern, Bryozoen, Korallen, Kalkschwämme) widerspiegelt eine „artenreiche Epifauna stabiler, kalkarenitischer Böden“ (SELLWOOD, 1983: 162). Während die Brachiopoden ein Hinweis auf untiefes, klares Wasser darstellen und ein stabiles Substrat zur Befestigung des Stiels brauchen, bevorzugt *Arctostrea* weiche, schlammige Böden (SEILACHER, 1984). Ich schließe daraus, daß es sich bei dieser Bioklastenbank um eine Tempestitabfolge handeln muß, in welcher mindestens zwei verschiedene Faunengemeinschaften zusammengeschwemmt wurden. Die intensive Bioturbation, welche deutlich an den gelb anwitternden Dolomitfüllungen erkennbar ist, zeigt, daß anschließend eine längere Ruhephase folgte.

Schicht 3

Diese bioklastische Oolithsequenz zeigt rechts im Aufschluß ruditische Bioklasten (Austern, Brachiopoden) mit mäßiger Bioturbation und leitet gegen Norden über kreuzgeschichtete bioklastische Oolithe in eine schräggeschichtete, gut sortierte Oolithabfolge über. Die Schichtoberfläche zeigt ein markantes Relief mit Strömungs- und Wellenrippeln (mit Pfeilen markiert).

Während die ruditischen Bioklasten auf Zusammenschwemmung in hochenergetischen Bereichen hindeuten, zeigen die Kreuz- und Schrägschichtungen eine Abnahme der Turbulenzen (Wellen) und eine Zunahme der Strömungsintensität an. Diese laterale Abfolge interpretiere ich als Übergang vom Typus des hochenergetischen zentralen Plattformrandes in denjenigen des inneren Plattformrandes. Während die bioklastischen Grain- und Rudstones den hochenergetischen, zentralen Plattformrand widerspiegeln, interpretiere ich die schräggeschichteten Oolithsequenzen mit den steilen, nordvergenten Foresets als Überspülungssäume (= spillover lobe; BALL, 1967), die in die innere Plattform vordrängen. Das Relief im Dach dieser Schicht, welches die Schrägschichtungen diskordant abschneidet und vereinzelt Wellenrippeln aufweist, werde ich als Hinweis auf vorübergehend große Turbulenzen (Sturmwellen), bei deren Rückgang die beobachteten Wellenrippeln erhalten blieben, was eine Ablagerungstiefe unter der Schönwetter-Wellenbasis verlangt.

Schicht 4

Das basale, orangegelb anwitternde Dolomitband – in der Abb. 36 schwarz gezeichnet – zeigt Linsenschichtung mit Wellen und Strömungsrippeln. Während die kleineren Rippeln eine siliziklastische Zusammensetzung zeigen, zeigen die größeren Rippelabfolgen eine oolithische Zusammensetzung.

Diese basale Dolomitabfolge entstand aufgrund der Erhaltung von Wellenrippeln unter der Schönwetter-Wellenbasis. Das Auftreten von Linsenschichtung (u. a. Wellenrippeln) und das laterale Auskeilen der oolithischen Lagen zeigt, daß zeitweise Verfrachtungen von benachbarten Hochzonen (Barren) stattfanden und vorübergehend größere Sturmwellen den Boden berührten. Von einem markanten Wechsel der Strömungsintensität zeugen die ruditischen, z. T. erosiven Lagen mit Bioklasten (Ø der abgerollten Korallen über 1 dm), Lithoklasten (Sandstein, Oolith- und Dolomitgerölle) und pyritisierten Ooiden. Lateral und vertikal geht diese ruditische Lage in gradiertere Foresets von Dunes (in der Abb. mit Pfeilen markiert) über.

Rechts im Aufschluß folgt darüber eine zweite Dolomitsequenz mit Linsenschichtung, die Strömungs- und Wellenrippeln besitzen eine siliziklastische Zusammensetzung. Diese ruditische Abfolge betrachte ich als Channelsole, die gradierten Schichtungen als Rip-dunes, welche die pulsierenden Strömungen während der Stürme wiederspiegeln. Ebenso lassen die lokal chaotische Zusammensetzung der Bio- und Lithoklasten auf eine Entstehung durch Sturmwellen-induzierte Strömungen (rip current) in „runnels“ schließen.

Schicht 5

Die 2 m mächtige, braunschwarze, feinklamierte siliziklastische Sandkalksequenz zeigt flache Schrägschichtungen. Vereinzelt treten ruditische Bioklasten (Kalkschwämme) und angebohrte Lithoklasten auf. Die Feinklamination wird von mehreren, meist rostig anwitternden Erosionshorizonten diskordant abgeschnitten. Bioturbationen treten nur vereinzelt auf und sind auf die Schichtoberflächen beschränkt.

Das Auftreten von Feinklamination und flachen Schrägschichtungen, verbunden mit Einschaltungen von ruditischen Bio- und Lithoklasten sind ein Hinweis auf große Strömungsgeschwindigkeiten während der Sedimentationsphase. Die Oberfläche dieser Sandsteinsequenz zeigt ein markantes Relief, welches die Sedimentstrukturen diskordant abschneidet und auf starke, erosive Strömungen zurückzuführen ist.

Schicht 6

Diese siliziklastisch-oolithische Lage zeigt im Detail eine sehr komplexe Abfolge von sich lateral verzahnenden und sich diskordant abschneidenden Schräg-, Kreuz- und Trogschichtungen.

Die lokal auftretenden, geringmächtigen Kreuzschichtungen sind ein Hinweis auf periodisch wechselnde Gezeitenströmungen. Die Trogschichtungen zwischen den Megarippeln mit nordvergenten Foresets belegen parallel zum Streichen der Megarippeln verlaufende Strömungen (Entwässerung bei tiefem Wasserstand?). Fluchtsuren in den Trogschichtungen (Abb. 37a,b) zeigen eine hohe Sedimentationsrate an.

Die obersten 0,2 m dieser Schicht zeigen lokal (Abb. 37c) eine siliziklastische Feinsandabfolge mit Wellenrippeln (climbing-wave ripples), die über flache Vortex-Rippel in Parallellamination überleiten. Diese Abfolge zeigt nach HARMS et al. (1982: 3–33) eine markante Verstärkung der Bodenströmungen an, die mit der Zunahme der Wellengröße erklärt werden kann.

Im Dach dieser Schicht tritt eine markante Anhäufung von Krebsbauten auf (Abb. 38). Rezent sind Bauten dieser Art aus dem oberen Subtidal, z. B. aus den Bahamas aus 4 m Wassertiefe bekannt (mündl. Mitt. A. STRASSER, Genf). Umspülungssäume um die Krebsbauten weisen auf erhöhte Strömungen hin, welche zur teilweisen Freilegung der bereits leicht konsolidierten Bauten führten.

Schicht 7

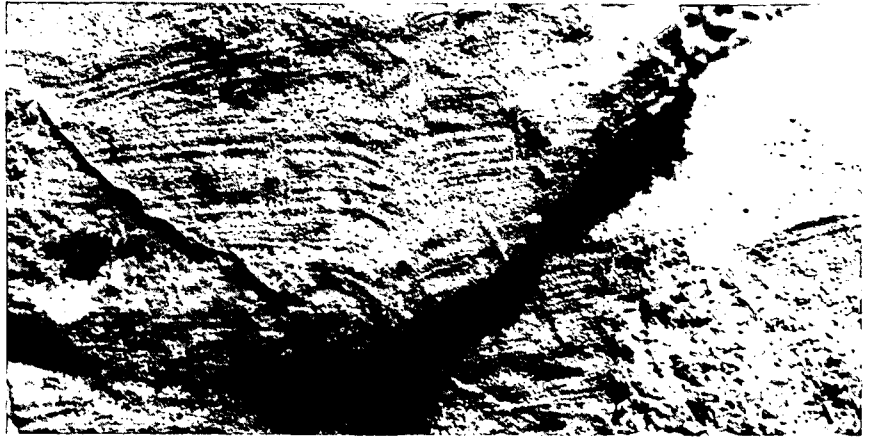
Diese 2,5 m starke Oolithabfolge mit nordvergenten Foresets betrachte ich, da ich keine periodischen Bündelungen der Foresets beobachten konnte, als progradierende Überspülungssäume, die von der südlich gelegenen Oolithbarre gespeist wurden. Die Zunahme von Bioturbationen und Dolomitschlieren im oberen Teil dieser Abfolge interpretiere ich als Indiz für den Rückgang der Strömungsintensität.

Schicht 8

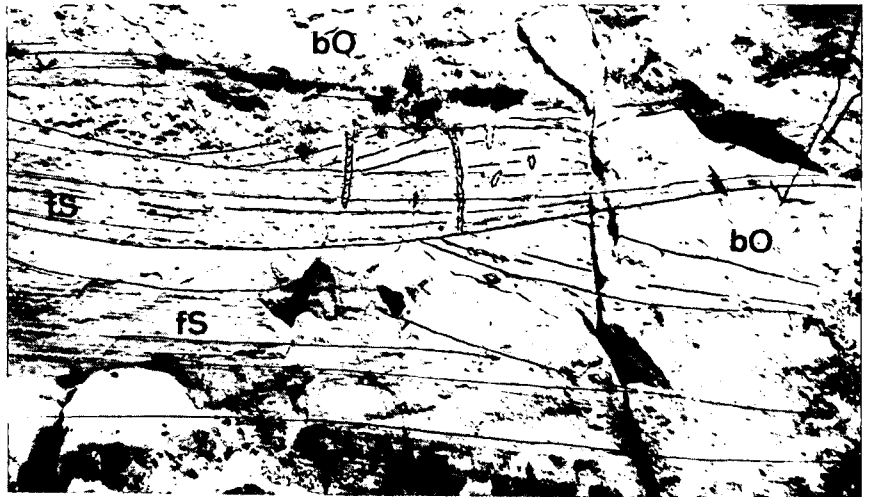
Die basale Dolomitsequenz mit Linsenschichtung fingert gegen Norden in mehrere Dolomitlagen auf. Im mittleren Aufschlußbereich vollzieht sich ein Übergang von den Linsenschichtungen zu oolithisch-bioklastischen Kalken mit Schräg- und Kreuzschichtungen. Gegen oben nehmen die siliziklastischen Einschaltungen zu und zeichnen sich durch flache bis subhorizontale Schrägschichtungen aus. Die Schichtoberfläche zeigt ein hügeliges Relief, welches die Sedimentstrukturen diskordant abschneidet.

Während die mikritischem Dolomitlagen ein ruhigeres Ablagerungsmilieu, unter der Schönwetter-Wellenbasis wiederspiegeln, nehme ich für die oolithisch-bioklastischen Einschaltungen, die vereinzelt Dolomitgerölle führen, starke und erosive Strömungen während der Ablagerung an. Die flachen Schräg- und Kreuzschichtungen sind ein Indiz für starke Turbulenzen und große Strömungsgeschwindigkeiten. Solche Sedimentstrukturen werden aus dem Bereich der brechenden Wellen an der Küste (READING, 1980), aber auch aus den der Küste vorgelagerten Barren (RAAF et al., 1977) beschrieben.

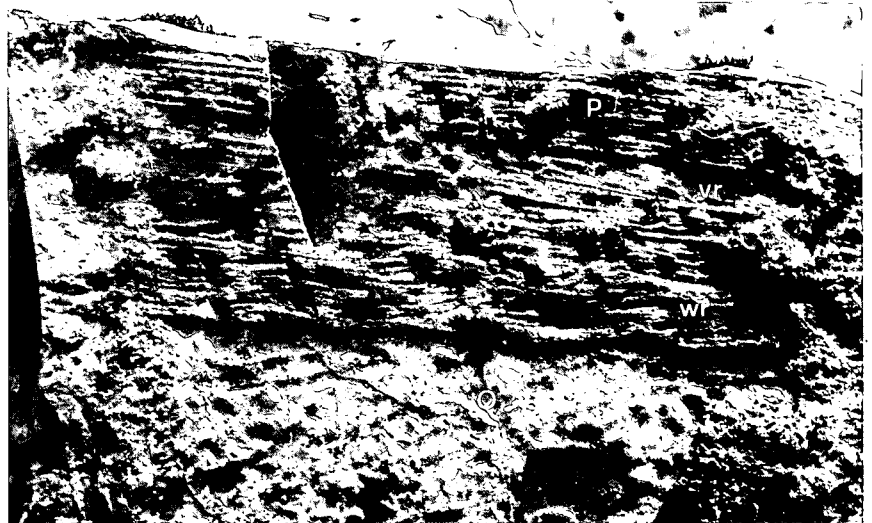
Abb. 37



a) Fluchtspuren in feinlaminiertem Sandstein.



b) Schräg- und Trogschichten mit Fluchtspuren in siliziklastischen Feinsandsteinen (fs) mit bioklastischen Oolithen (bo).



c) Über schräggeschichteten Oolithen (O) folgen siliziklastische Feinsandsteine mit Wellenrippeln (climbing-wave ripples, wr), die über flache Vortex-Rippel (vr) in Parallellamination (P) überleiten. Diese Abfolge belegt eine markante Zunahme der Wellengröße, wie sie bei einsetzenden Stürmen auftritt.



d) Hummocky-Schrägschichtung; hügelartige, feinlaminierte, siliziklastische Feinsandsteinsequenzen.



Abb. 38: Krebsbauten mit schräg einfallendem Wohngang.

Schicht 9

Diese im oberen Teil intensiv bioturbirte Oolithbank zeigt nur vereinzelt nordvergente Foresets. Diese Oolithbank wird gegen die hangende Schicht hin durch eine stylolithisierte Schillage, die lateral starke Mächtigkeitsschwankungen besitzt, begrenzt.

Die intensive Bioturbation ist ein Hinweis auf eine längere Ruhephase nach der Oolithschüttung. Die Schillage betrachte ich als Tempestitsequenz. -

Schicht 10

Diese mikritische Dolomitabfolge mit offener und geschlossener Linsenschichtung (Wellen- und Strömungsrippeln, vgl. Abb. 15) zeigt lateral und vertikal Übergänge in Flaserschichtung. Vereinzelt schalten sich geringmächtige, siliziklastische Feinsandsteinbänke mit scharfer Unter- und bioturbierter Obergrenze ein. Lateral verfigert sich diese Dolomitabfolge mit feinelaminierten, oolithischen und siliziklastischen Kalken mit Kreuz-, Trog- und flachen Schrägschichtungen. Die Sandsteinbänke zeigen vereinzelt hummocky-Schrägschichtungen (Abb. 37d)

Die Ablagerung dieser Dolomitsequenzen erfolgte bei mäßiger Bodenströmung unter der Normal-Wellenbasis; aufgrund der vorliegenden siliziklastischen Wellenrippeln (vgl. Faziestyp 6) betrug die Wassertiefe weniger als 10 m. Die siliziklastischen Sandsteinabfolgen interpretiere ich aufgrund der vorhandenen Sedimentstrukturen als Tempestite. Die Zunahme der siliziklastischen und oolithischen Kalke, verbunden mit dem Verschwinden der mikritischen Dolomitsequenzen, zeigt eine markante Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit und Turbulenzen während der Sedimentation des oberen Abschnittes. Das Auftreten der hummocky-Schrägschichtung zeigt, daß die Ablagerungstiefe unter der Schönwetter-Wellenbasis lag.

Schicht 11

Diese Oolithe (Grainstones), nur links in Abb. 36 eingezeichnet, zeigen Megarippeln (dunes) mit Kreuz- und Schrägschichtungen.

Diese Abfolge betrachte ich als Relikt einer Oolithbarre, die im hochenergetischen Bereich unter Einfluß der Gezeitenströmung (tidal bars, BALL, 1967) entstand.

Zusammenfassung der Beobachtungen

Dieser basale, detailliert studierte Teil von Profil A belegt die Ablagerungsbereiche des hochenergeti-

schen, zentralen Plattformrandes mit kleinen Oolithbaren, des inneren Plattformrandes mit nordvergenten Überspülungssäumen und der offenen Lagune mit dolomitischen und siliziklastischen Abfolgen in barrenparallel verlaufenden Channels. Die bioklastisch-oolithischen sowie ruditischen Einschaltungen zeugen von Sturmereignissen während der Ablagerungsphase.

Im oberen Anteil des Profils A treten vorwiegend Gesteine des Faziestyp 6 auf. Siliziklastische und dolomitische Einschaltungen sind nur untergeordnet vorhanden, dies ist ein Hinweis auf erhöhte Turbulenzen und Strömungen und spricht damit für Barrennähe. Als Ablagerungsraum nehme ich den inneren Plattformrand an.

Auf der Höhe der Straßenabzweigung nach Bezau schaltet sich in diese oolithische Abfolge eine feinsandige Mergelabfolge mit wenig Biodetritus ein, vereinzelt fand ich darin Ophiuren (Schlangensterne) sowie verkohlte Holzreste. Diese bioturbirte Mergelabfolge wird durch Einschaltungen von oolithischen Biogenwürmerkalkbänken, die reich an Serpuliden sind, unterteilt. Gegen die hangenden Oolithe hin nimmt der siliziklastische Feinsandanteil in den Mergeln zu und leitet in eine bioturbirte, dolomitische sowie sandige Mergelabfolge mit Flaser- und Linsenschichtung über. Im letzten, unter der obersten Oolithsequenz zurückwitternden, mergeligen Band fand ich mehrere, der liegenden bioklastischen Oolithbank aufgewachsene Korallenstöcke. Diese Korallenstöcke sind von Lithophagen angebohrt und von agglutinierenden Foraminiferen, Kalkschwämmen, Algen (u. a. *Pseudolithocodium*) und Kieselpongen überwachsen. Alle Hohlräume sind von Mikrit erfüllt. Gegen den Rand hin nimmt der Pyritgehalt zu. In den feinsandigen Mergeln zwischen und über den Korallenstöcken treten Serpulidenkolonien auf. Über diesen Mergeln setzt erneut ein gebankter Oolith (gut sortierter Grainstone) ein. Die welligen Schichtgrenzen zeigen rostbraune Farben, sind lokal mit Dolomit „verkleistert“ und untergeordnet bioturbirt.

Als Ablagerungsraum für den oberen Anteil des Profils A nehme ich für die Mergelinschaltung eine offene Lagune mit geringen Strömungen unter der Normal-Wellenbasis an. Die bioklastischen Einschaltungen betrachte ich als Tempestit-Sequenzen. Eine Abnahme der Wassertiefe ist mit dem Einsetzen der Wellenrippeln belegt. Die darüberfolgende bioklastische Oolithbank bildete einen stabilen Boden und begünstigte damit die Ansiedlung kleiner Korallenstöcke. Die kleinen Austern und Serpuliden, welche peripher die abgestorbenen Korallenstöcke überkrusteten, zeugen von den sich verschlechternden Lebensverhältnissen am Meeresboden mit reduzierenden Bedingungen (Pyrit) im Sediment, die mit dem Einsetzen der Mergelsedimentation vorlagen. Die darüber folgende Oolithabfolge wurde in Barrennähe, aber unter der Normal-Wellenbasis abgelagert.

Eine ähnliche Faziesentwicklung liegt im Profil 123 (Rotenbach, Abb. 39) vor. Im Gegensatz zum Profil A treten vermehrt Schrägschichtungen (Barrenkomplexe) und im oberen Profilabschnitt siliziklastische Einschaltungen auf.

Am südlichen Melisberg habe ich entlang dem neuen Güterweg Bezegg – Sattelalpe das Profil 87 aufgenommen. Dem ansteigenden Güterweg folgend stößt man, da die Schichten steiler nach Süden einfallen als der Hang, in stratigraphisch tiefere Horizonte vor. Mehrere NNE–SSW streichende Brüche, welche die heutige Morphologie prägen, führen in diesem Gebiet zur mehrfachen Repetition derselben Schichthorizonte entlang dem ansteigenden Güterweg. Die lithostratigraphischen Abfolgen zeigen hier eine ähnliche Faziesentwicklung wie die beiden bereits besprochenen Profile; die Aufschlüsse reichen aber bis in die Palfris-Schiefer hinab.

Bei Kote 1020 m ü. M., beim Waldeingang kurz nach dem Gatter ist eine markante Oolithbank in die Schiefermergel der Palfris-Formation eingeschaltet. Strömungsmarken auf der Bankunterfläche, Einschaltungen von Mergelfetzen (rip-up clasts) im basalen Abschnitt der Oolithbank und Strömungsrippeln auf der Bankoberfläche charakterisieren hier eine typische oolithische Turbiditsequenz (Faziestyp 2).

Auf Kote 920 m ü. M. biegt ein kleiner Weg vom Güterweg gegen Norden ab und folgt einer kleinen Felsstufe. In dieser ist eine markante Rinne aufgeschlossen, die sich erosiv in die liegenden bioklastischen Kalke und Oolithe eingeschnitten hat. Die Rinnenfüllung zeigt rudistische Bioklasten (Abb. 16B) verschiedener, zusammengeschwemmter Faunengemeinschaften und Lithoklasten (\varnothing über 5 dm). Dieselbe Rinne wird noch mehrmals vom Güterweg angeschnitten, zum letztenmal bei Kote 1015 m ü. M., und überlagert dort schrägschichtete Oolithe mit siliziklastischen, feinlaminierten Feinsandsteinlagen.

Aufgrund der Zusammensetzung und der lokal feststellbaren dachziegelartigen Einregelung der schlecht sortierten Bioklasten in dieser Rinne schließe ich auf eine proximale Tempestitsequenz.

Westlich Bersbuch sind entlang der Bregenzer Ach die bioklastischen Oolithe der Oerfla-Formation (Profil Y) aufgeschlossen (vgl. HEIM & BAUMBERGER, 1933; Fig. 17). Siliziklastische Einschaltungen treten hier nur untergeordnet im mittleren und vereinzelt im unteren Profilabschnitt auf.

Korrelation der Profile

Eine generelle Korrelation der Profile A (SW Melisberg), 123 (Rotenbach) und Y (Bersbuch, Bregenzer Ach), welche nur 1 bis 2 km voneinander entfernt sind, ist in Abb. 39 zusammengestellt. Trotz der detaillierten Profilaufnahmen ist eine Korrelation – da keine Leithorizonte vorliegen – sehr schwierig und zeigt deutlich die Problematik von detaillierten lithostratigraphischen Korrelationen in diesen Faziesbereichen mit erhöhter Hydrodynamik. Eine Korrelation ist hier nur mit Prozeß orientierten Interpretationen möglich. Die basalen Anteile der nördlichen Profile lassen sich anhand der faziellen Ausbildung (Sedimentstrukturen) dem äußeren Plattformrand zuordnen. Die darüberfolgenden Abschnitte repräsentieren die Ablagerungsbereiche des zentralen Plattformrandes und der inneren Plattform; generell lassen sich in diesem Gebiet drei größere, über längere Zeit „stationäre“ Oolithbarren-Komplexe ausscheiden.

5.5. Die „Kieselkalk-Glatze“

Von der Staufenspitz im Westen bis zur Winterstaude im Osten liegen dem Kondensationshorizont der Gemsmättli-Schicht reliktsche Altmann-Schichten (intensiv bioturbirte Spiculite) oder direkt die Drusberg-Schichten auf. Die siliziklastischen Ablagerungen des Kieselkalkes fehlen in dieser Zone. Nördlich dieser „Kieselkalk-Glatze“ (OBERHAUSER, 1951) treten im Kieselkalk nur spätige bis grobspätige Sandkalke mit Kreuz-, Schräg- und Rippelschichtung auf; also Ablagerungen, welche die Bereiche der inneren Plattform und des Plattformrandes belegen. Südlich und westlich der „Kieselkalk-Glatze“ setzt der Kieselkalk mit grobspätigen Sandkalken mit südvergenten Schrägschichtungen und feinspätigen, kieseligen Sandkalken ein. Die linsenförmige, gegen Süden auskeilende Akkumulation dieser grobspätigen Sandkalke lassen auf eine Entstehung im Bereich eines Hangfußes schließen. Im südlichen Bereich der „Kieselkalk-Glatze“ lassen sich in der Gemsmättli-Schicht vermehrt umgelagerte, phosphoritisierte Gerölle der liegenden Formationen und großen Bioklasten beobachten. Westlich der Winterstaude liegen der „Kieselkalk-Glatze“ die umgelagerten, syndimentär verfalteten (Slump) Plattformäquivalente der Altmann-Schichten auf.

Die folgenden Beobachtungen deuten darauf hin, daß es sich bei der „Kieselkalk-Glatze“ um eine flach gegen Süden abfallende Hangstufe handelt:

- vermehrtes Auftreten von umgelagerten Geröllen in der Gemsmättli-Schicht im südlichen Bereich der „Kieselkalk-Glatze“
- die südlich der „Kieselkalk-Glatze“ folgende Mächtigkeitzunahme der grobspätigen Sandkalke, welche während des jüngeren Unter-Hauterivian abgelagert wurden.
- der im Winterstauden-Gebiet im südlichen Abschnitt der „Kieselkalk-Glatze“ abgebremste und zum Stillstand gekommene Slump aus Plattformäquivalenten der Altmann-Schichten.

In Abb. 40 sind alle diese Beobachtungen in einem schematischen, stark überhöhten N–S Profil zusammengetragen.

Die Entstehung der „Kieselkalk-Glatze“ kann mit einer differenziellen Subsidenz, bedingt durch eine stär-

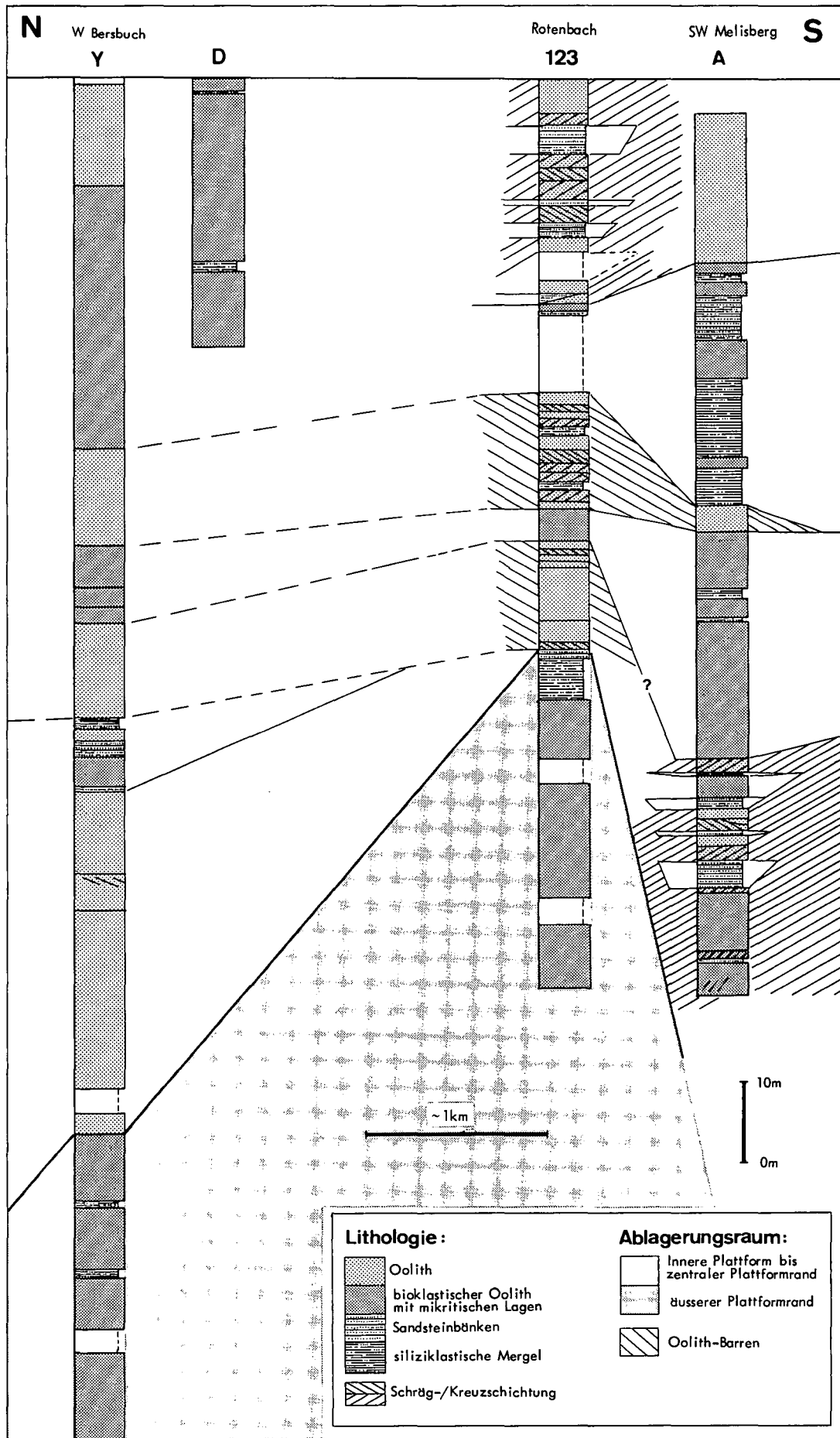


Abb. 39: Schematische Korrelation der Detailprofile A (SW Melisberg), 123 (Rotenbach) und Y (Bersbuch, Bregenzer Ach).

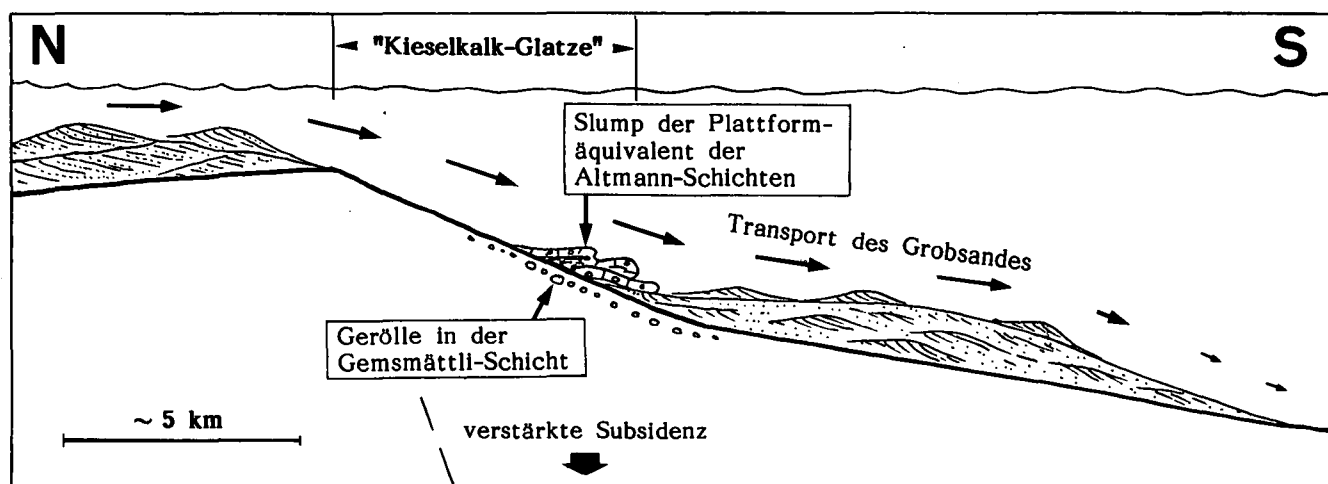


Abb. 40: Schematisches Profil durch die „Kieselkalk-Glatze“.

kere Kompaktion der Sedimente der südlichen Ablagerungsbereiche erklärt werden; was im Übergangsbereich zwischen den oolithischen Plattform-Sanden und den mergelreichen Sedimenten des Plattformabhanges zu unterschiedlich absinkenden Bereichen und damit zur Versteilung des Meeresbodens in diesem Übergangsbereich führte. Als Ursache für die Hardgroundbildung nehmen wir durch erhöhte Bodenströmungen und Gezeitenströmungen bewirkte Auswaschung (winnowing) und Umlagerung der Sedimente an.

Eine mit der „Kieselkalk-Glatze“ vergleichbare Meeresboden-Topographie mit Hardgroundbildung finden wir rezent nordöstlich der Little Bahama Bank (MULLINS et al., 1984) im obersten Abschnitt (200–400 m Tiefe) des relativ steilabfallenden (4°) Plattformabhanges.

5.6. Winterstauden-Gebiet

Die in Abb. 41 skizzierte lithostratigraphische Ost-West Korrelation der Profile im Winterstauden-Gebiet zwischen der Nußbaumeralpe im Osten und der Guntenstallalpe im Westen läßt deutlich einen lateralen Fazieswechsel in Streichen der Faltenachsen erkennen. Als Obergrenze wählte ich bei der Korrelation der Profile das Dach der Oerfla-Formation, welches ich, aufgrund des lokal erosiven Kontaktes der darüber folgenden *Pygurus*-Schichten, als heterochron betrachte.

Die stratigraphisch tiefsten Aufschlüsse treten in diesem Gebiet im Erosionskessel nordwestlich der Winterstauden zutage (vgl. Profil 74). Dieses Profil wurde aus mehreren Teilprofilen zusammengestellt. Mächtigkeiten wurden geschätzt. Der oberste Profilabschnitt ist NNE des Winterstaudenpfeils in der versackten Felsmasse aufgeschlossen. Der basale Profilabschnitt zeigt tonige Schiefermergel, die unter Zunahme von bioklastisch-oolithischen Mergelkalk-Einschaltungen in eine Wechselagerung von bioklastischen Oolithen mit Dolomitschlieren und dünnen mergeligen Zwischenlagen (Faziestyp 6 und 3) überleiten. Zwei markante Felsstufen unterbrechen diese „shallowing upward“ Abfolge; die tiefere besteht aus bioklastischen Kalkmergeln, die höhere aus bioklastischen Oolithen und zeigt im oberen Teil markante Schrägschichtungen mit südvergenten Foresets. Im oberen Profilabschnitt dominieren bioklastische Oolithe, vereinzelt mit siliziklastischen und dolomitisch-mergeligen Einschaltungen. Östlich des Hasenstrickes,

am zur Winterstauden ansteigenden Weg, ist eine typische bioklastisch-dolomitische Abfolge mit gut sortierten Oolithlinsen und ruditischen Bioklasten anstehend (*Arctostrea rectangularis*, Bryozoen, abgerollte Korallen, Kalkschwämme, Crinoiden, Brachiopoden, Echiniden [*Pygurus* sp.] und Stacheln bis 4 cm Länge; in flachen Mulden treten vermehrt Muschelschill-Lagen auf). Gegen oben wird diese Sequenz von bioklastischen Oolithen abgelöst. Nach ca. 10 m folgt darüber ein zurückwitterndes, siliziklastisches Mergelband mit feinlaminieren Sandsteinbänken. Dieses meist grasbewachsene Band entspricht dem obersten (dritten) Mergelband von ALEXANDER (1964). Darüber lagern bioklastische Oolithe mit mergelig-dolomitischen Schlieren. Der oberste Profilabschnitt zeigt vor allem Oolithe, vereinzelt mit bioklastischen Einschaltungen. Die gut sortierten Oolithabfolgen zeigen vermehrt südvergente Schräg- und Rippelschichtungen. Die nordwestlich und östlich der Winterstauden aufgeschlossenen Abfolgen unterscheiden sich durch eine größere Mächtigkeit der Oolithsequenzen. Nördlich der Hohen Kirch (Profil 125) werden die oolithischen Gesteinsabfolgen der Oerfla-Formation durch eine 15 m starke, siliziklastische Mergelabfolge mit einzelnen, feinlaminieren Sandsteinbänken zweigeteilt. Gegen Osten verjüngt sich diese siliziklastische Mergelabfolge mit bioklastischen Oolithen, gegen Westen geht sie unter Mächtigkeitsabnahme in bioklastische Mergel mit oolithischen Resedimenten und gegen Süden in die Schiefermergel der Palfris-Formation über. Im Hangenden dieser siliziklastischen Mergelabfolge folgt ein markanter Sandwellen-Komplex (vgl. Faziestyp 5), der sich von der Hohen Kirche gegen Westen auf über 500 m verfolgen läßt und den ich mit den obersten Sandwellen in den westlich und östlich angrenzenden Aufschlüssen korreliere. Gegen Süden (vgl. Abb. 42) verbinde ich diesen Sandwellen-Komplex mit den südlich des Hintereggers (Profil 33) auftretenden südvergenten, schrägschichteten bioklastischen Oolithabfolgen.

Im Liegenden der siliziklastischen Mergelabfolge (Profil 125) treten bioklastische Oolithe mit mikritischen Zwischenlagen auf, in diese sind zwei weitere Sandwellen-Komplexe eingeschaltet, wobei aber nur noch der basale Anteil der Sandwellen mit flachen Foresets erhalten ist (vgl. Faziestyp 5).

In den Profilen 73 (DS: 17) und 69 (DS: 1) habe ich in den oolithischen, gut sortierten Kalken Internsediment-

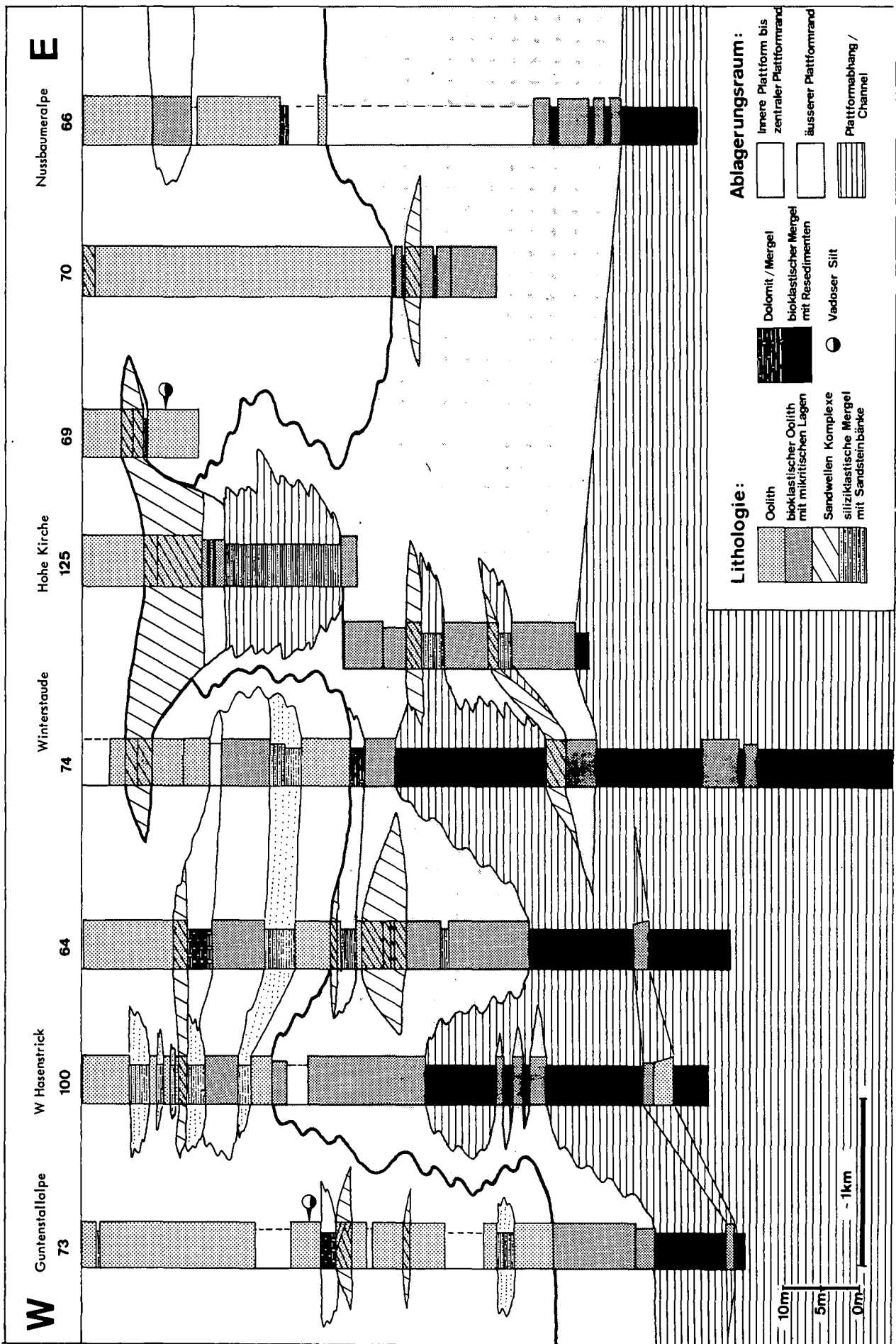


Abb. 41: Lithostratigraphische Ost–West-Korrelation der Profile im Winterstauden-Gebiet.

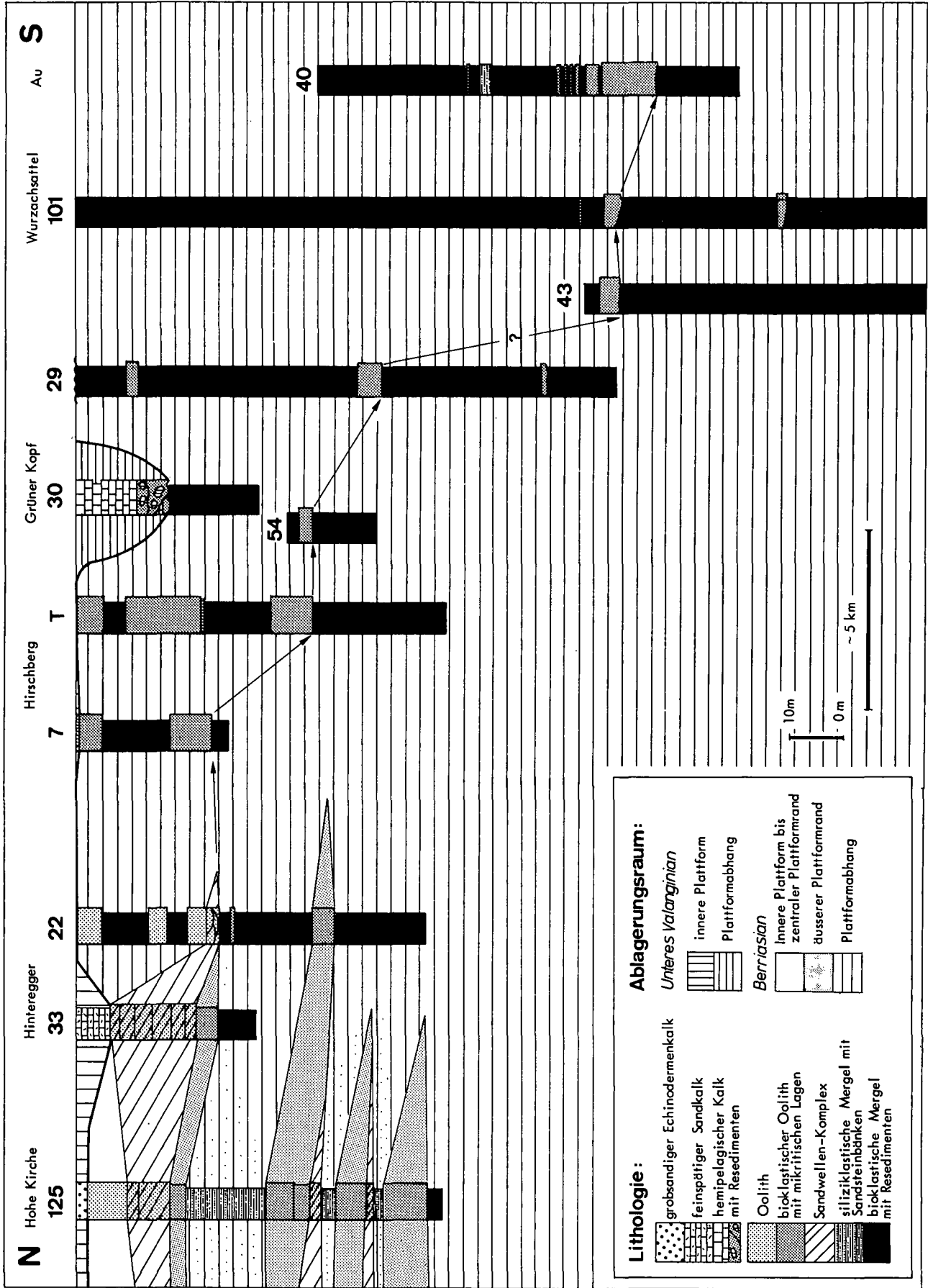


Abb. 42: Schematisches, abgewinkeltes N-S-Profil durch das östliche Vorrberg für den Zeitabschnitt Berriasian bis älteres Unter-Valanginian.

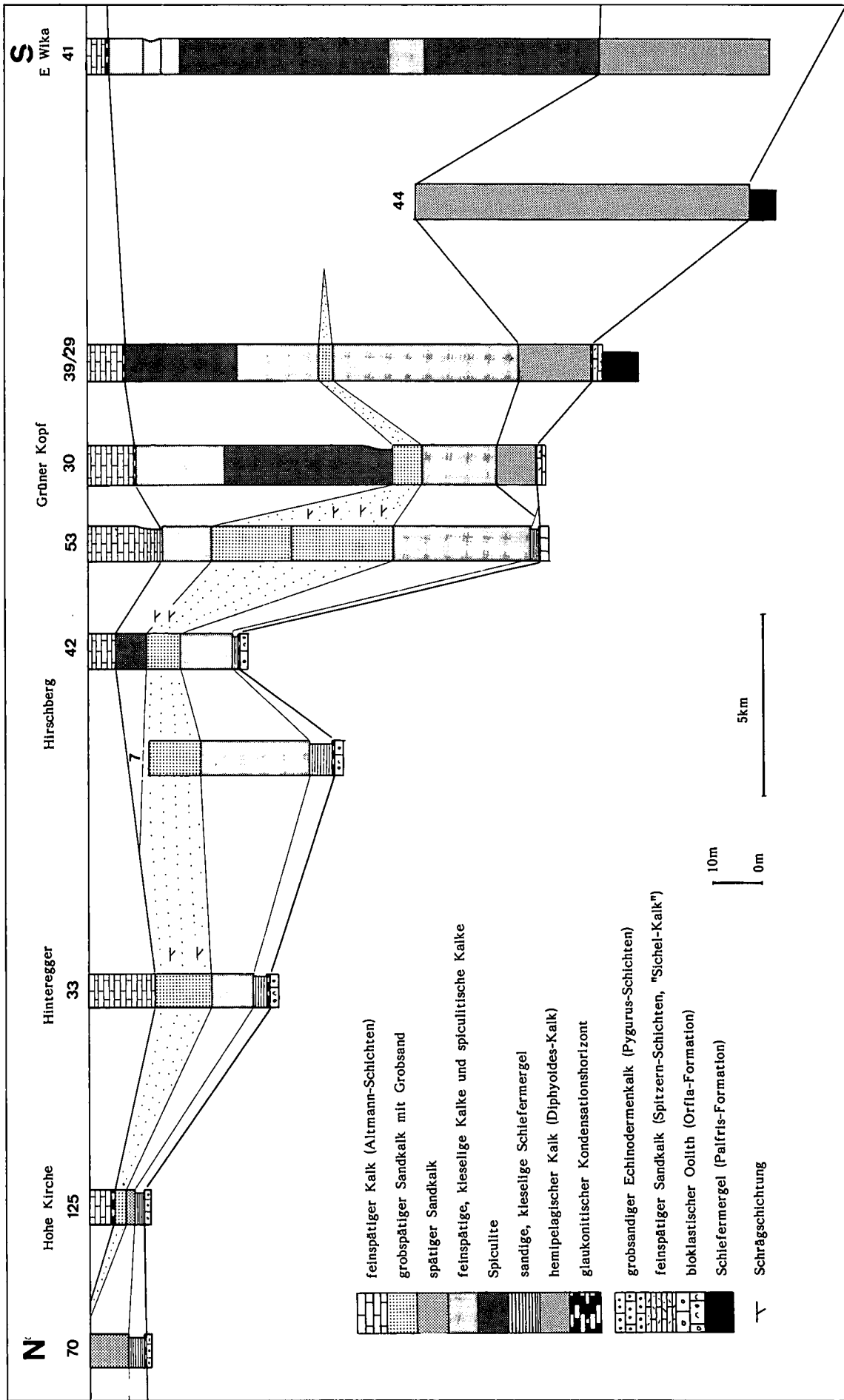


Abb. 43: Schematisches, abgewinkeltes N-S-Profil durch das östliche Voralberg für den Zeitabschnitt Unter-Valanginian bis Unter-Barrémian.

mente (vadoser Silt) festgestellt, die auf eine Entstehung im vadosen Bereich hindeuten.

Die lithologische Entwicklung in den Profilen im Winterstaudengebiet zeigt eine markante *shallowing upward* Sequenz (Abb. 41).

Die basalen, tonigen und bioklastischen Mergelschiefer mit oolithischen Resedimenten (Turbidite) wurden am flachen Plattformabhang unter der Sturm-Wellenbasis abgelagert. Mit Einsetzen der bioklastischen Oolithabfolgen mit dolomitisch-mikritischen Zwischenlagen wird der äußere Plattformrand dokumentiert. Vereinzelt vorhandene Wellenrippeln zeigen, daß hier die Wassertiefe im Bereich der grundberührenden Sturmwellen lag. Das erstmalige Einsetzen der bioklastischen und oolithischen Grainstone-Abfolgen in den Profilen reflektiert Bereiche, in welchen die Sedimente unter ständigen Turbulenzen und Strömungen abgelagert wurden. Ich interpretiere diese als Bereiche des zentralen Plattformrandes. Die darüber folgenden bioklastischen Oolithe, siliziklastischen Mergel mit feinlamierten Sandsteinbänken, mergelig-dolomitischen Sequenzen und Oolithabfolgen mit Kreuz- und Schrägschichtungen widerspiegeln die seichten Ablagerungsbereiche der inneren Plattform.

Im Gebiet der Hohen Kirche kann, aufgrund der beobachteten lateralen und vertikalen Faziesentwicklung in den Profilen, ein gegen Süden ins offene Meer mündender Channel angenommen werden, in welchem ebb-dominante Sandwellen unter stark asymmetrischen Gezeitenströmungen gegen Süden ins offene Meer wanderten und ein Gezeitendelta bildeten. Die Wassertiefe in diesem 1 bis 2 km breiten Channel lag bei 30 bis 50(?) m. Oolithisch-bioklastische Resedimente mit Trogschichtung (vgl. Profil 22), welche sich südlich der Sienspitz in die Schiefermergel-Abfolgen der Palfris-Formation einschalten, belegen, daß große Sturmwellen frontale Partien dieses Gezeitendeltas erodierten und in tiefere Bereiche umgelagert haben.

Seitlich wurde dieser Channel im Winterstauden-Gebiet von den hochenergetischen, oolithischen Bereichen des zentralen Plattformrandes flankiert. Das Vorkommen von vadosem Silt in den Oolithen zeigt, daß hier lokal kleine Barren vorübergehend aus dem Meer ragten.

Eine ausgeprägte Slumping-Zone von Plattformäquivalenten der Altmann-Schichten schaltet sich zwischen dem Niederen im Westen und dem Hasenstrick im Osten zwischen die Gemsmättli-Schicht und die Drusberg-Schichten ein. Diese umgelagerten Plattformäquivalente der Altmann-Schichten lassen sich von den liegenden Oolithen der Oerfla-Formation durch ihre hellere, Schrattenkalk-ähnliche Anwitterung gut abgrenzen. Als Ablagerungsraum wird der Hangfuß einer Ost-West verlaufenden Steilstufe (Kieselkalk-Glatze) angenommen.

5.7. Mellental – Schnepfau – Hirschberg – Sevisschroffen

In der vom Mellental im Westen zum Sevisschroffen im Osten streichenden Zone vollzieht sich von Norden gegen Süden auf 5–10 km Breite ein markanter Fazieswechsel, nämlich vom Plattformabhang in den Bereich des Plattformfußes und des äußeren Schelfes. Während nördlich dieser Zone vor allem bioklastische Oolithe (Oerfla-Formation) und grobspätige Sandkalke (Kiesel-

kalk-Formation) auftreten, dominieren südlich dieser Zone Schiefermergel (Palfris-Formation) und feinspätige, kieselige Sandkalke und Spiculite. Bei den gegen Süden auskeilenden bioklastischen Oolithsequenzen, welche sich in die Palfris-Schiefer einschalten, handelt es sich durchwegs um Resedimente der nördlichen Plattform. Im Dach der Palfris-Schiefer folgen in dieser Zone die meist nur sehr geringmächtigen Äquivalente des Sichel-Kalkes. Ihre größte Mächtigkeit erreichen sie im Gebiet des Grünen Kopfes (Profile 30, 53), wo markante Resedimentabfolgen im basalen Teil auftreten.

Die Gemsmättli-Schicht, welche in dieser Zone mit mehreren Meter mächtigen, glaukonitischen Schiefermergeln und Mergelkalken mit basalem Kondensationshorizont auftritt, ist reich an schwarzen, phosphorisierten Ammonitensteinkernen. Die Fauna wird charakterisiert durch das Auftreten von *Thurmanniceras* sp. und *Kilianella* sp., beides Formen des älteren Unter-Valanginian, aber auch durch *Teschentes* sp. (jüngeres Ober-Valanginian bis älteres Unter-Hauterivian). Umgelagerte, phosphorisierte Oolith-Gerölle und gut gerundeter, detritischer Quarz (\varnothing bis 1,5 mm; Pygurus-Sand) treten untergeordnet auf. Stromatoloide Krusten in der Gemsmättli-Schicht beschränken sich auf das Gebiet zwischen Hirschau und Schnepfau, wo sie einen markanten Hardground überkrusten, der bioklastisch-oolithischen Resedimentabfolgen aufliegt.

Der Kieselkalk, der in dieser Ost–West verlaufenden Zone seine Mächtigkeit verdoppelt bis verdreifacht, besitzt vor allem in den basalen Profilabschnitten schwarzbraun anwitternde, grobspätige Sandkalke mit ausgeprägter Feinschichtung und süd- bis südwest vergenten Schrägschichtungen und Dunes (H bis 0,8 m, L 3–5 m; vgl. Steinbrüche in Mellau und Hirschau). Gegen Süden nehmen die kieseligen feinspätigen Sandkalke und Spiculite zu, die resedimentierten grobspätigen Sandkalke ab.

Die feinspätigen Altmann-Schichten erreichen in dieser Zone ihre größte Verbreitung und Mächtigkeit und setzen mit einem basalen Fossilhorizont mit phosphorisierten Ammoniten des Unter-Barremian ein.

Als Ablagerungsort kann aufgrund der vorliegenden Beobachtungen, der markanten Mächtigkeitszunahme des Kieselkalkes sowie der Akkumulation der bioklastisch oolithischen und grobsandigen Resedimente in dieser Zone, für den Zeitabschnitt der älteren Unterkreide (Ober-Berriasian bis Unter-Barremian) der Bereich des Plattformabhanges bis Plattformfußes angenommen werden.

5.8. Aufschlußbereiche südlich der Kanisfluh

Die ältesten Unterkreide-Abfolgen über den Zementsteinschichten südlich der Kanisfluh werden durch die monotonen Palfris-Schiefer, welche nasse Alpwiesen und Rutschhänge verursachen und durch die Gesteine der Helvetischen Kieselkalk-Formation, die schroffe Felsstufen bilden, charakterisiert. Östlich der Wildguntentalpe schalten sich in die Palfris-Schiefer bioklastisch-oolithische Resedimentabfolgen ein (vgl. oolithische Turbidit-Fazies), die im Gelände kleine Stufen bilden und über kurze Distanzen auskeilen. Diese oolithischen Resedimente besitzen südlich der Kanisfluh eine regionale Verbreitung; sie setzen östlich der Wildguntentalpe ein und lassen sich über den Wurzsachsattel, den

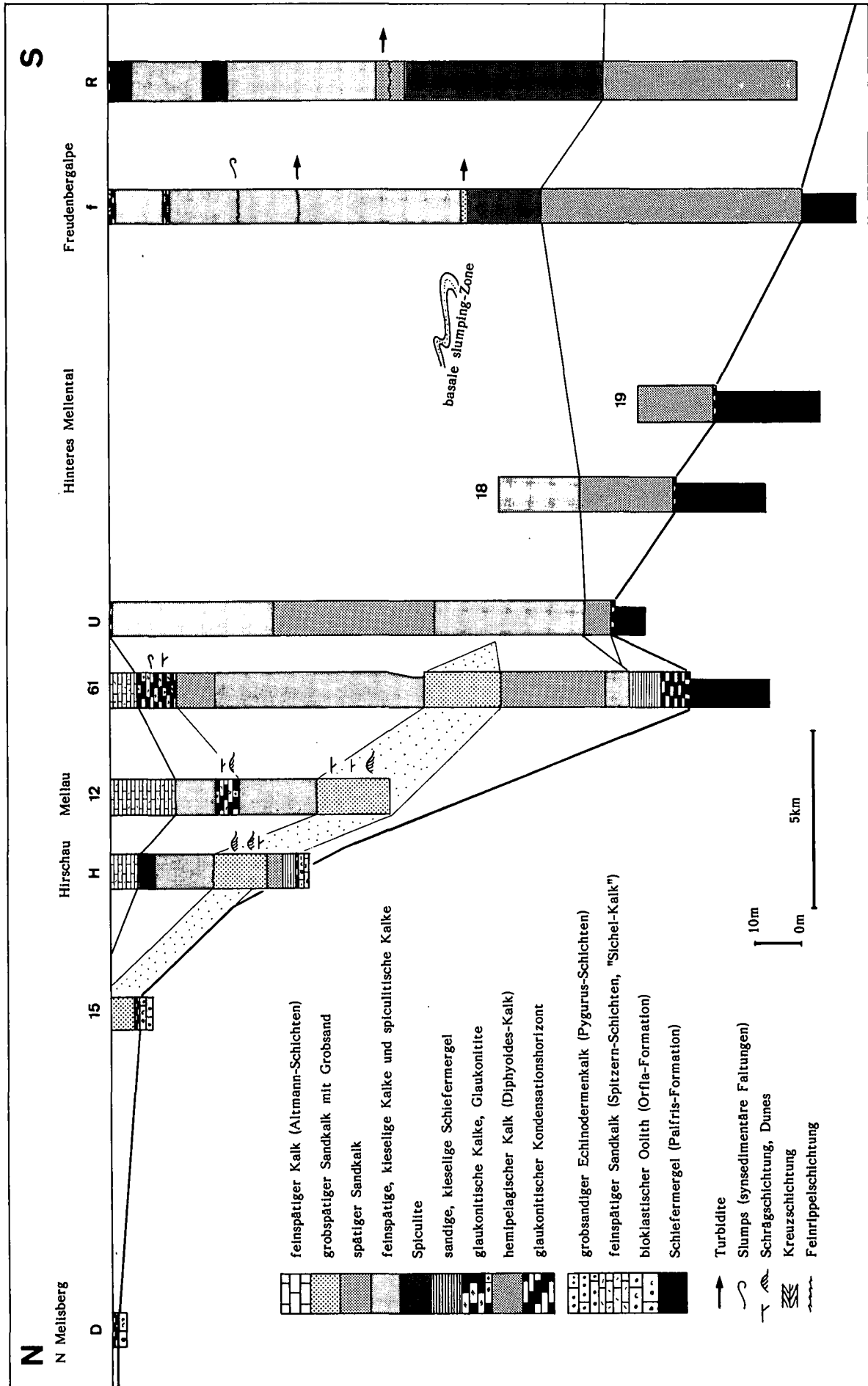


Abb. 44: Schematisches, abgewinkeltes N-S-Profil durch das mittlere Vorarlberg für den Zeitabschnitt Valanginian bis Unter-Barrémian.

GER, (1933), FELBER & WYSSLING, (1979) angenommen wurde, kam es nicht, da es sich bei diesen bioklastischen Oolithen eindeutig um Resedimente handelt (vgl. Palfris-Formation; Faziestyp 2).

Während des Hauterivian, mit dem Einsetzen der Sedimentation des Diphyoides-Kalkes und des Kieselkalkes, läßt sich anhand der signifikanten Mächtigkeitsunterschiede (Abb. 43,44) eine stärker akzentuierte, differenzielle Subsidenz in diesem Bereich herauslesen.

6. Paläogeographische Entwicklung des östlichen helvetischen Schelfes während der Unterkreide

Während des späten Malm bedeckte ein ausgedehntes Epikontinentalmeer Süddeutschland. Im Nordosten wurde dieses seichte Meer durch das Landshut-Neuöttinger Hoch (LEMCKE, 1981), im Norden und Westen durch die gegen Südwesten reichende Halbinsel des Rheinisch-Pfälzischen-Gebietes begrenzt. Ein rund 100 km breiter Streifen von Riffen, oolithischen Plattformen und dazwischen liegenden Senken folgte der damaligen Küstenlinie und reichte mit den südlichsten Korallenriffen (Troskalk) bis in die helvetischen Bereiche der heutigen nördlichen Mürtchen-Decke. Östlich der Linie Chur – Bregenz und südlich der Bereiche der Glarner- und Mürtchen-Decke gelangten zur selben Zeit hemipelagische Kalke (Quintner-Kalk) zur Ablagerung. Mit der Ende Malm einsetzenden Regression (LEMCKE, 1981; ZIEGLER, 1981; VAIL & TODD, 1980) tauchten von Norden gegen Süden fortschreitend die seichten Bereiche des nördlichen, epikontinentalen Malmmeeres auf (LEMCKE, 1981). Im Bereich des Plattformabhanges und des äußeren Schelfes setzten in diesem Zeitabschnitt Resedimentschüttungen (Einschaltungen von Gassenkalk in den Zementsteinschichten; DIEGEL, 1973) ein. Diese während des Malm entwickelte Topographie der Plattform mit dem südlichen Riffsaum und dem südlich folgenden Abhang, der zum äußeren Schelf überleitete, sowie die allmähliche, schwache Schiefstellung der aus Malm bestehenden Landoberfläche gegen Süden (LEMCKE, 1981) war für den weiteren Sedimentationsablauf und die fazielle Differenzierung der Sedimente während der älteren Unterkreide mitbestimmend. In wieweit dabei auch tektonische Bewegungen – ferne Ausläufer der in den Dinariden-Helleniden nachgewiesenen „jungkimmerischen“ Subuktionen – mit im Spiel waren, läßt sich schwer entscheiden.

Als Grundlage für die paläogeographische Rekonstruktion des östlichen helvetischen Schelfes während der älteren Unterkreide (Berriasian bis Unter-Barremanian), wird die in Kap. 3. vorgestellte palinspastische Abwicklung verwendet.

6.1. Berriasian

Im Zeitraum Ober-Tithon bis Unter-Berriasian lag im untersuchten, osthelvetischen Schelfabschnitt ein wenig differenzierter Meeresboden mit hemipelagischem Milieu vor. Vereinzelt turbiditische Schüttungen von biogenem Flachwasserdetritus, der wohl aus der westlich folgenden, etwa auf der Breite von Hohenems liegenden Plattform (vgl. Korallenkalk: Troskalk des obersten Malm, z. B. am Calanda) stammt, wurden in die Bereiche des äußeren Schelfes geschüttet.

Rehmebach bis in die Gremmla nordöstlich des Die-damkopfes verfolgen (SCHAAD, 1926a; HEIM & BAUMBERGER, 1933; OBERHAUSER, 1951; FELBER & WYSSLING, 1979). Eine Korrelation zwischen den einzelnen oolithischen Trubiditsequenzen ist schwierig (Abb. 42), da die einzelnen Trubidite lateral auskeilen und gegen Norden hin zunehmend in höherem stratigraphischen Niveau innerhalb der Palfris-Schiefer auftreten. Für die gut sortierten oolithischen Resedimente nehme ich isochrone Schüttungen an, welche mit der maximalen Progradation der karbonatischen Plattform während des Ober-Berriasian zusammenfallen. Daß die Sedimentation der Palfris-Schiefer in den südlichen Ablagerungsbereichen länger anhielt als in den nördlichen Ablagerungsbereichen, belegen die über den oolithischen Resedimenten folgenden, umgelagerten Hardgroundbrekzien, welche als Debrisflow in die Palfris-Schiefer eingeschaltet sind (Profile 40, 101, F, G) und jüngeres Ober-Berriasian Alter haben. Ob in den südlichsten Aufschlüssen in den obersten Palfris-Schiefern älteres Unter-Valanginian enthalten ist, läßt sich vorderhand nicht nachweisen.

Ein weiteres typisches Merkmal dieser südlichen Aufschlußzone ist das Einsetzen des hellanwitternden, gebankten Vorarlberger Diphyoides-Kalkes. Während in den südlichsten Aufschlüssen der Diphyoides-Kalk direkt den Palfris-Schiefern aufliegt, nimmt gegen Norden die Mächtigkeit ab, der basale Anteil wird zunehmend in der Gemsmättli-Schicht, welche sich zwischen die Palfris-Schiefer und den Diphyoides-Kalk einschleibt, kondensiert.

Vom hinteren Mellental über die Freudenbergeralpe bis in die Nordostwand der Klipperen ist im untersten Kieselkalk großdimensionales, synsedimentäres slumping zu beobachten (FELBER, 1978; WYSSLING, 1979). In dieser ca. 10 m mächtigen Zone sind eine oder mehrere, gelblich anwitternde, grobsandige Kalksandstein-Bänke in die feinspätigen kieseligen Sandkalke und Spiculite eingeschaltet und lokal synsedimentär veraltet. Aufgrund des groben und gut gerundeten detritischen Quarzsandes kann auf eine synsedimentäre Aufarbeitung und Umlagerung aus den nördlichen, z. B. heute bei Hirschau aufgeschlossenen, schräggeschichteten Sandkalken während des jüngeren Unter-Hauterivian geschlossen werden.

Geringmächtige turbiditische Sequenzen und kleine Slumps habe ich ebenso zwischen der Freudenbergeralpe (Profil f) und südlich der Lindachalpe (Profil R) innerhalb des feinspätigen, gegen Süden zunehmend spiculitischen Kieselkalkes beobachtet.

Während im Osten (E Wika, Profil 41) dem obersten Kieselkalk, der durch eine geringmächtige glaukonitische, grobspätige Sandkalkbank gebildet wird, feinspätige Altmann-Schichten aufliegen, fehlen diese im Westen, oder sind in der dünnen, glaukonitischen und pyritreichen Kruste, die den Kieselkalk überzieht, zu suchen.

Als Ablagerungsbereich können für die Sedimente der älteren Unterkreide in diesem südlichen Gebiet die dem Plattformrand anschließenden Bereiche des äußeren Schelfes angenommen werden. Für die Palfris-Schiefer nehme ich in diesen südlichen Bereichen eine gleichmäßige Subsidenz an, welche den bioklastischen und siliziklastischen Detritus, der vor die nach Süden progradierende Plattform geschüttet wurde, aufzufangen vermochte. Zu einer Hochzone wie sie aufgrund der bioklastischen Oolith-Einschaltungen in die Palfris-Schiefer von SCHAAD, (1926A), HEIM & BAUMBER-

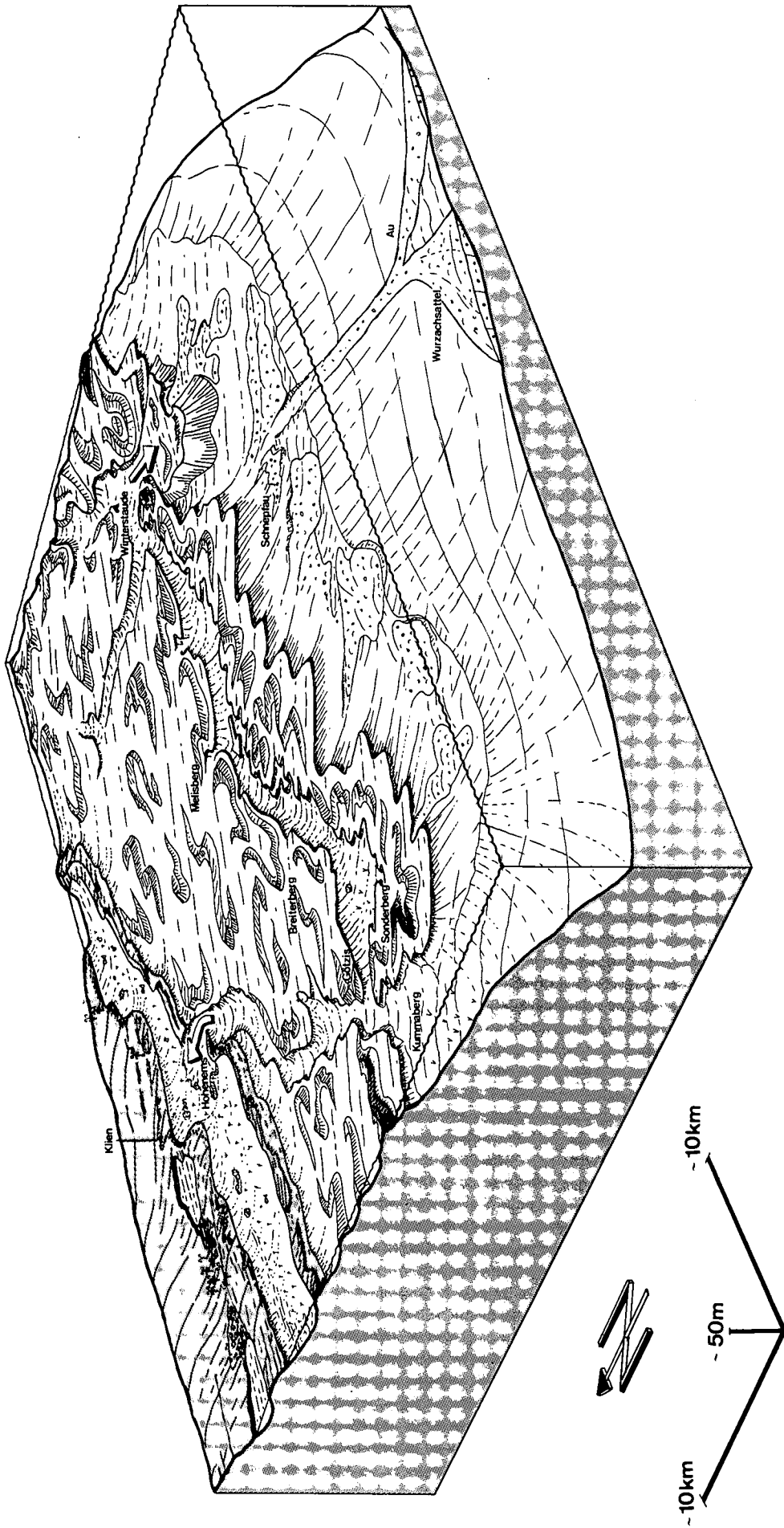


Abb. 45: Schematisches Blockdiagramm der helvetischen Plattform von Vorarlberg während des jüngsten Berriasian (vor ca. 139 Millionen Jahren). In den nördlichen Ablagerungsbereichen (Klien) lag der Küstenbereich, lokal mit brackischen Tümpeln und parasilischen Wäldern. Entlang der Küste erstreckte sich eine W-E-verlaufende Lagune, die durch eine der Küstenlinie parallel verlaufende Inselkette vor Sturmwellen geschützt und von Kalkalgen, kleinen Korallenriffen, Fischen und Meeres-schildkröten besiedelt war. Davor erstreckte sich eine von Gezeitenkanälen durchfurchte, 10 bis 20 km breite Ooid-Plattform mit oolithischen Barrenkomplexen, die sich mit Sturmablagerungen verzahnten. Der stark konturierte Plattformrand mit Gezeitenbarren wurde durch nach Norden reichende Einbuchtungen sowie durch ein markantes abdo-minates Gezeitendelta (E Winterstaude) unterbrochen. Zwischen dem Plattformrand und der Ooidplattform verlief eine offene Lagune, in welcher der siliziklastische und biokla-stische Detritus kanalisiert und akkumuliert wurde. Gegen Süden zeigt der äußere, hochenergetische Plattformrand vermehrt den Einfluß der offenermarinen Sturmwellen, die zur Umlagerung der Ooide und Bioklasten bis in die tieferen Bereiche des äußeren Schelfes führten (Au, Wurzachstapel).

Der während der Ablagerung der Zementsteinschichten zunehmende detritische Einfluß von Tonmineralien und siliziklastischem Silt sowie Feinsand leitete während des Unter-Berriasian in die Sedimentation der tonigen, schwach feinsandigen Palfris-Schichten über. Dieser Detritus wurde in den nördlich des helvetischen Schelfes folgenden Mitteldeutschen Landmassen des Rheinisch-Pfälzischen-Gebietes (BURGER, 1982) und im Böhmischem Massiv unter subtropischem Klima, wohl

aus älteren (triadischen, unter-/mittel-jurasischen) Sanden aufgearbeitet und in die Bereiche der Plattform und des äußeren Schelfes umgelagert. An der Wende Unter-/Ober-Berriasian erreichte die nach Süden progradierende karbonatische Plattform mit kreuzgeschichteten Oolithen (Oerfla-Formation) die nördlichen Bereiche der heutigen Vorarlberger Säntis-Decke. Mit Einsetzen eines relativen Meeresspiegelanstieges wurde die Progradation der Plattform stark verlangsamt. Die mit die-

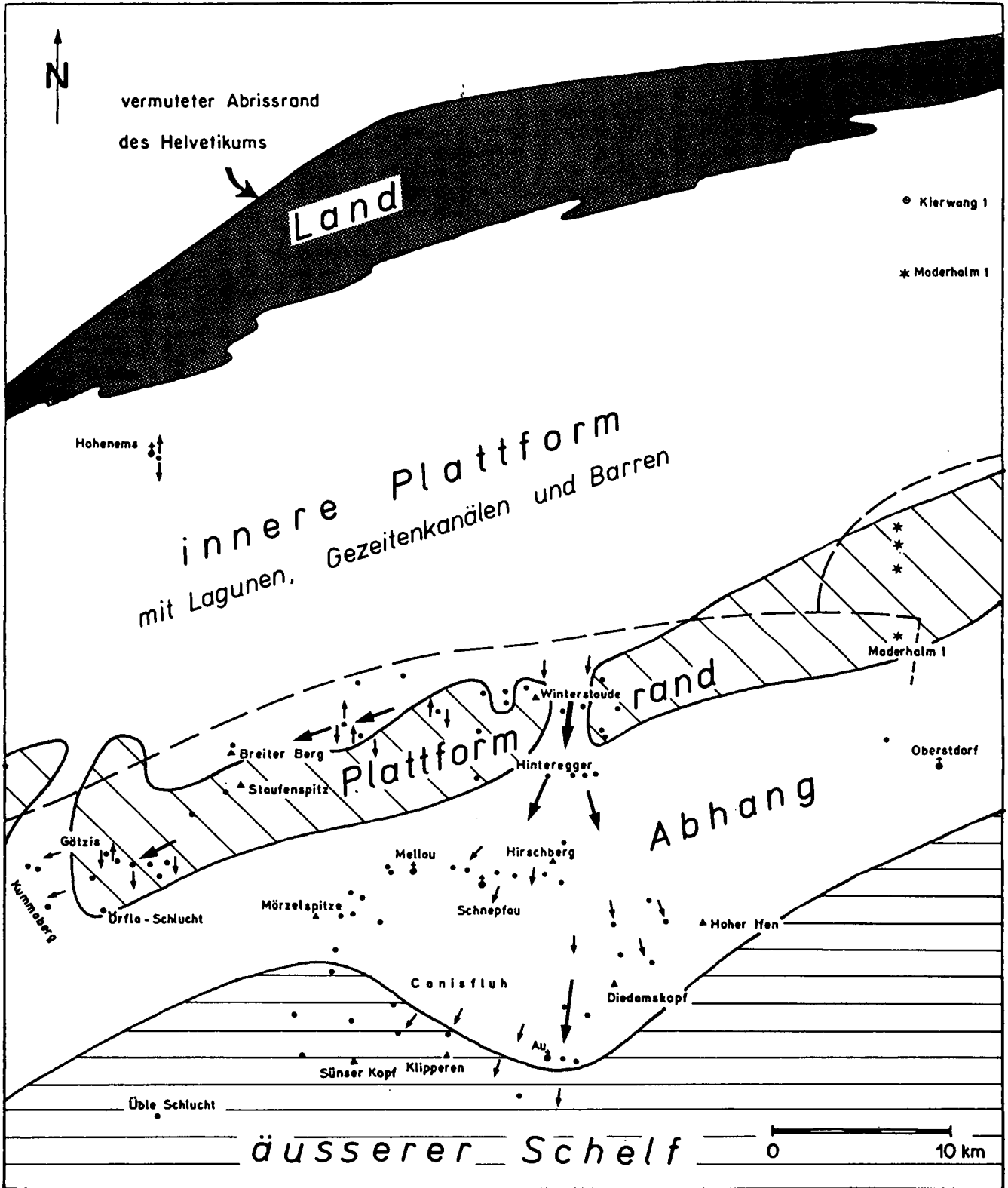


Abb. 46: Paläogeographische Karte des östlichen helvetischen Schelfes während des jüngeren Berriasian (vor 139 Millionen Jahren).

sem langsamen Meeresspiegelanstieg (150–200 m, vgl. Kap. 5.2., ohne Berücksichtigung der Subsidenz) in die Höhe wachsende, aber immer noch progradierende Plattform führte während des jüngeren Berriasian zu einer markanten faziellen Gliederung des östlichen helvetischen Schelfes und erreichte ihren südlichsten Stand (Abb. 45, 46, 49). Der von Götzis gegen ENE streichende, mehrere km breite, stark konturierte Plattformrand mit oolithischen Gezeitenbarren, welche lokal

als kleine Inseln aus dem Meer ragten, wurde durch nach Norden reichende Einbuchtungen (Kummaberg) und ein Gezeitendelta (Hohe Kirche) unterbrochen. Gegen Norden folgten die seichten Bereiche der inneren Plattform mit oolithischen Barren, geschützten Lagunen mit Kalkalgen und Gezeitenkanälen. Diese Lagunen waren u. A. von Meeresschildkröten und Fischen (*Pycnodus* sp.) besiedelt. Der Küstenbereich (Klien, Hohenems) war stark gegliedert; es lagen brackische Lagu-

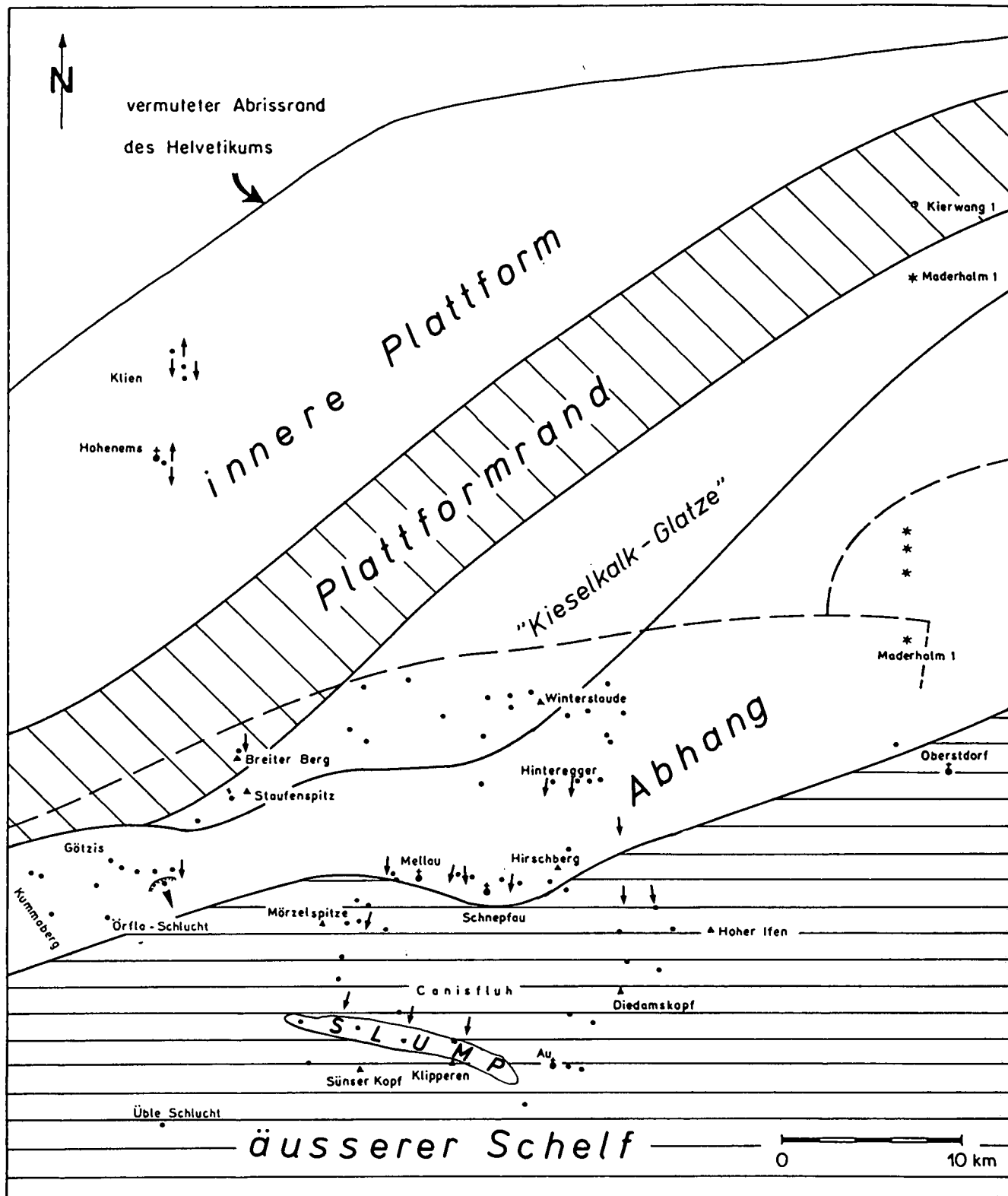


Abb. 47: Paläogeographische Karte des östlichen helvetischen Schelfes während des jüngeren Unter-Hauterivian (vor 128 Millionen Jahren).

nen und Tümpel vor, welche zeitweise austrockneten und von paraischen, Mangrove-artigen Wäldern gesäumt wurden. Im Bereich der inneren Plattform wurde in den Lagunen der detritische, siliziklastische Feinsand aufgefangen, der in den nördlich folgenden Landgebieten aufgearbeitet worden war und mit Flüssen ins Meer gelangte. Saisonale Stürme führten in allen Ablagerungsbereichen zu Umlagerungen und zu Zusammenschwemmungen der Sedimente der verschiedenen Ablagerungsräume. Im Bereich des zentralen und äußeren Plattformrandes führten Sturmwellen zur Aufarbeitung der vor allem oolithischen Plattformsedimente und zur Umlagerung in die Bereiche des Plattformabhanges oder gar in jene des äußeren Schelfes. Vor allem aus dem Raume des ebbdominierten Gezeitendeltas (Hohe Kirche) wurden oolithische Resedimente (Turbidite) in die Bereiche des äußeren Schelfes, wo mikritische Sedimentation vorherrschte, geschüttet. Ton, siliziklastischer Silt und Feinsand wurden in Suspension transportiert und gleichmäßig über den äußeren Schelf verteilt.

Die unterschiedliche Kompaktion der Sedimente des Schelfes führten zu differentiellen Setzungen des Meeresbodens: Die in den südlichen Ablagerungsbereichen dominierenden Mergel und tonigen Schiefermergel erfuhren gegenüber den in den nördlichen Ablagerungsbereichen auftretenden, fröhdiagenetisch zementierten bioklastischen Oolithen eine signifikant größere Kompaktion. Bei einer Überdeckung von 100 m zeigen die Mergel eine Volumenverringerng (Setzung) von ca. 30 % (BALDWIN & BUTLER, 1985, Fig. 2, 3). Diese unterschiedliche Kompaktion und der im jüngeren Ober-Berriasian relativ ansteigende Meeresspiegel führten zu einer Versteilung und geringen, landwärtigen Verschiebung des Plattformabhanges. Während im Bereich des Plattformrandes und der inneren Plattform Hardgroundbildung einsetzte, wurde durch die Gefällszunahme des Plattformabhanges die Hangstabilität verringert. Dadurch wurden lokal Resedimentschüttungen (pyritisierte, bioklastische Oolithe und Hardground-Brekzien) ausgelöst. In dieser Zeit wurden am Plattformabhang geringmächtige, hemipelagische Kalke (Äquivalente des Sichel-Kalkes) mit Resedimenten abgelagert. Im äußeren Schelf verlangsamte sich die Sedimentation der Palfris-Schiefer zunehmend.

6.2. Valanginian

Im ältesten Unter-Valanginian (otopeta-Zone) wurden in den nördlichsten Bereichen bioklastische Resedimente (Betlis-Kalk) geschüttet, die auf einer nördlicher gelegenen inneren Plattform aufgearbeitet worden waren. Durch Konturströmungen bzw. „longshore currents“ wurde siliziklastischer Grobsand (Pygurus-Schichten) plutonischen Ursprungs aus dem Osten (Böhmisches Massiv und/oder Landshut – Neuöttinger Hoch) umgelagert und über die absinkende Plattform verteilt. In den Muldenzonen der küstenparallel verlaufenden Lagunen und Buchten, die im Ober-Berriasian die Meeresboden-Topographie bestimmten, wurde dieser Grobsand kanalisiert und abgelagert. Nachfolgend setzte im älteren Unter-Valanginian (ab pertransiens-Zone) die Hardgroundbildung der Gemsmättli-Schicht ein. In den nördlichen und mittleren Ablagerungsbereichen über den Sandkalken (Pygurus-Schichten) oder den bioklastischen Oolithen (Oerfla-Formation), in den

südlichen Ablagerungsbereichen über den hemipelagischen Kalken und Resedimenten (Sichel-Kalkäquivalente). Unterschiedliche Ammoniten- und Brachiopodenfüllungen belegen, daß zeitweise hemipelagische Sedimente abgelagert wurden. Periodische Verstärkungen der Bodenströmungen führten zur mehrfachen Aufarbeitung und Umlagerung der Fossilsteinkerne. Während des jüngsten Valanginian setzte im Bereich des äußeren Schelfes die Sedimentation hemipelagischer Kalke (Vorarlberger Diphyoides-Kalk) ein. Im nördlichen und mittleren Ablagerungsbereich hielt die Kondensation bis ins ältere Hauterivian (radiatus-Zone) an.

6.3. Hauterivian

Mit Einsetzen des Hauterivian lag im ganzen nördlichen Schelfabschnitt Mangelsedimentation und Kondensation vor. Nur in den südlichen Schelfabschnitten, wo wir eine größere Subsidenz annehmen, wurden hemipelagische, aptychenreiche Kalke abgelagert und leiten im jüngeren Unter-Hauterivian in Spiculite und spiculitische Kieselkalke über. An der Wende Unter-/Ober-Hauterivian wurden, vermutlich durch ein Absinken des Meeresspiegels in nordöstlich gelegenen Ablagerungsbereichen außerhalb unseres Untersuchungsgebietes, Pygurus-Schichten im Küstenbereich und in exponierten Zonen im hochenergetischen Bereich bis auf den Betlis-Kalk hinunter aufgearbeitet und umgelagert (Abb. 47). Während in den nördlichen Ablagerungsbereichen diese Sande unter gegenläufigen Gezeitenströmungen hinter einem geschützten Plattformrand abgelagert wurden, fand im steileren, oberen Abschnitt des Plattformabhanges keine Sedimentation statt („Kieselkalk-Glatze“). Im Bereich des Hangfußes akkumulierte der grobe Quarzsand; lokal gelangte dieser in turbiditischen Schüttungen in den äußeren Schelf hinaus. Die hohe Sedimentationsrate löste in der Zone Mellental-Klippern Slumping aus, was dort auf eine geringe Gefällstufe am Meeresboden schließen läßt. Während des jüngeren Hauterivian führte eine Zunahme der Wassertiefe in den nördlichen Ablagerungsbereichen (Hohenems) zunächst zur Bildung von Austernpflastern; in den südlichen Bereichen wurden die feinspätigen, spiculitischen und kieseligen Sandkalke des Kieselkalkes abgelagert. Im jüngeren Hauterivian setzte über den Austernpflastern Hardgroundbildung ein, welche bis ins ältere Unter-Barremian andauerte. Zeitweilige Verstärkungen der Bodenströmungen führten in diesen nördlichen Ablagerungsbereichen zur Zusammenschwemmung des dort neugebildeten Glaukonites, sowie zur teilweisen Aufarbeitung der groben Quarzsande und zur Umlagerung in die südlichen Ablagerungsbereiche des äußeren Schelfes.

6.4. Unter-Barremian

Im Unter-Barremian nimmt der siliziklastische Detritus ab. In den nordöstlichen Bereichen entwickelt sich eine neue karbonatische Plattform mit bioklastischen Oolithen (Plattformäquivalente der Altmann-Schichten). Im äußeren Schelf, der durch das frühere Relief der älteren Karbonatplattform des Ober-Berriasian, sowie durch die größere Subsidenz der südlichen Bereiche während des Hauterivian gegliedert worden war, gelangten in den nördlichen Muldenzonen bioklastische Mergel, in

den südlichsten Bereichen dagegen gut sortierte Biopelsparite zur Ablagerung (Abb. 48). In geneigten Bereichen und in den „Hochzonen“ setzte Hardgroundbildung ein (Kondensationshorizont der Altmann-Schichten). Mit turbiditischen Schüttungen gelangten die Plattformkarbonate (mit Ooiden und Milioliden) in den äußeren Schelf

und akkumulierten im Bereich des Hangfußes der „Kieselkalk-Glatze“, wo sie syndimentär verfaltet wurden. Nachfolgend setzte im ganzen bis heute bekannten osthelvetischen Schelf die Sedimentation der Drusberg-Schichten ein (D. BOLLINGER, in Vorb.).

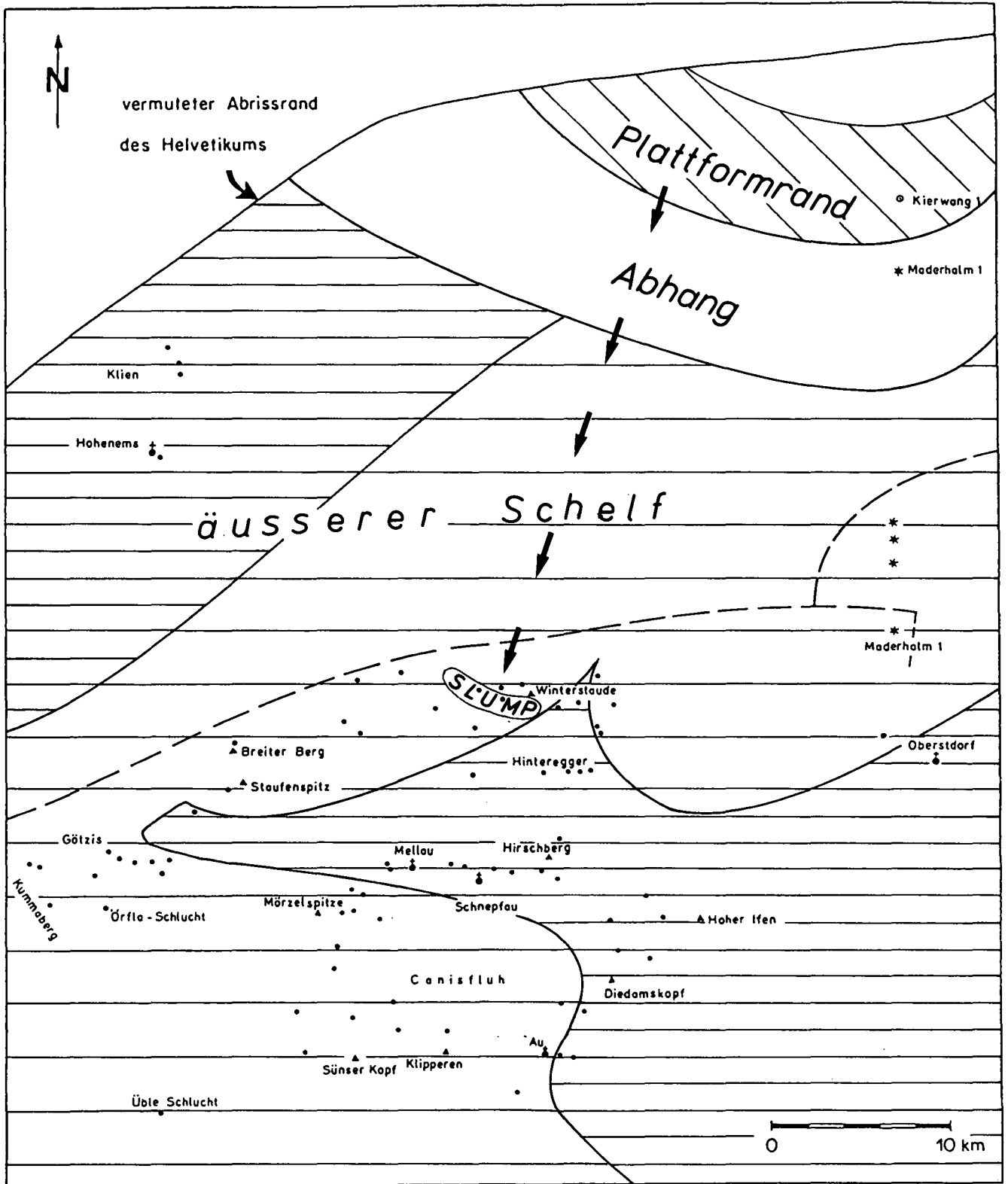


Abb. 48: Paläogeographische Karte des östlichen helvetischen Schelfes während des älteren Barrémian (vor ca. 122 Millionen) Jahren.

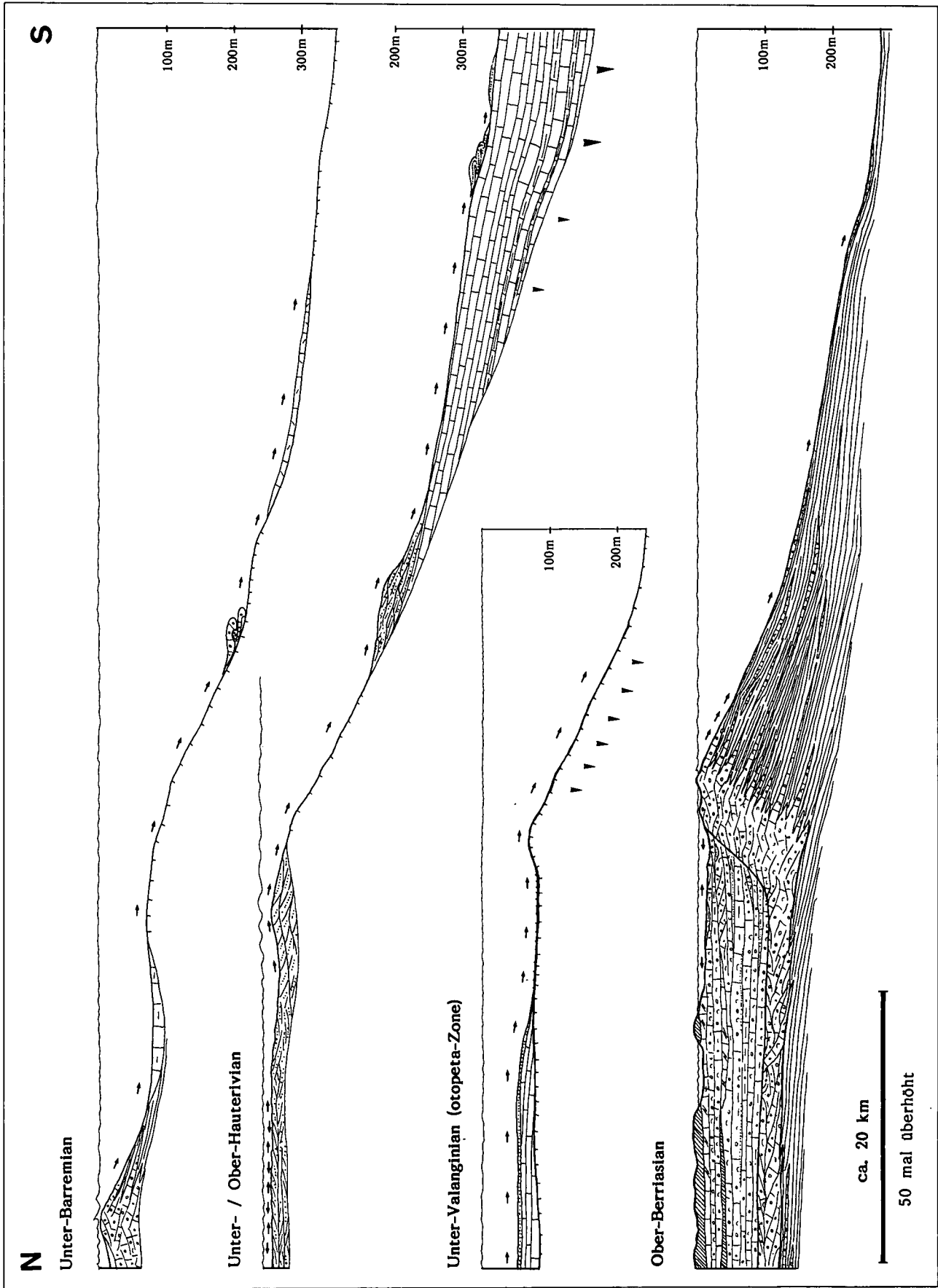


Abb. 49: Paläogeographische N-S-Profile durch den östlichen helvetischen Schelf während der älteren Unterkreide.

7. Vergleich der helvetischen Unterkreide von Vorarlberg mit jener der Ostschweiz

Für die lithostratigraphische Gliederung der Sedimentabfolgen und für die fazielle Entwicklung des osthelvetischen Schelfes während der älteren Unterkreide wird auf folgende, neuere Arbeiten verwiesen: FUNK (1969, 1971), DIEGEL (1973), HALDIMANN (1977), ISCHI (1978), STRASSER (1979, 1982), BURGER & STRASSER (1981), BURGER (1982).

Eine schematische, lithostratigraphische Gliederung für die ältere helvetische Unterkreide der Ostschweiz mit Angabe der biostratigraphischen Fixpunkte wird von BURGER & STRASSER (1981 Fig. 1) gegeben. Aus diesem lithostratigraphischen Schema (Figur 1) ist herauszulesen, daß für den Zeitabschnitt Berriasian – älteres Valanginian praktisch keine biostratigraphische Datierungen vorliegen, welche die vorgenommene chronostratigraphische Zuordnung z. B. der Member der Öhrli-Formation bestätigen würden. Ebenso liegen keine biostratigraphischen Evidenzen für ein Jüngerwerden des Betlis-Kalkes gegen Norden, noch für die Heterochronie der Pygurus-Schichten vor (vgl. BURGER & STRASSER, 1981, Fig. 1; STRASSER, 1982: Fig. 1). An der zeitlichen Einstufung dieser beiden Formationsglieder muß stark gezweifelt werden, da die Kondensation der Gemsmättli-Schicht, sowohl in der Schweiz wie in Vorarlberg schon im älteren Valanginian einsetzt, was u. a. durch Kilianellen-Funde (FUNK, 1971; RENZ, 1974) in der Gemsmättli-Schicht belegt ist. An ihrer Typlokalität am Pilatus, liegt die Gemsmättli-Schicht den Pygurus-Schichten auf. Die reiche Ammonitenfauna dieser Typlokalität (RENZ, 1974) dokumentiert den selben Zeitumfang, wie wir ihn aus Vorarlberg kennen (älteres Valanginian bis älteres Hauterivian, radiatus-Zone).

Daß das Kondensationsniveau der Gemsmättli-Schicht gegen Süden nicht zwischen die Grauen Mergelschiefer und den liegenden Diphyoides-Kalk hineingreift, sondern den Grauen Mergelschiefern aufliegen soll (BURGER & STRASSER, 1982, Fig. 1) ist unverständlich, zumal noch im Text (p. 549) auf die scharfe Schichtfuge bzw. die biodetritische Bank mit Glaukonit hingewiesen wird, welche sich zwischen den Diphyoides-Kalk und die Grauen Mergelschiefer einschaltet und sogar ausdrücklich mit der Gemsmättli-Schicht verglichen wird.

Die in Vorarlberg belegte große Kondensation der Gemsmättli-Schichten setzt sich gegen Westen in die Ost- und Zentralschweiz hin in gleichem Zeitumfang fort. Solange keine biostratigraphischen Datierungen im Betlis-Kalk oder in den Pygurus-Schichten vorliegen, müssen wir diese wie in Vorarlberg ins älteste Valanginian stellen. Das von HAUSWIRTH (1912) im Betlis-Kalk am Wasserberg gefundene *Thurmanniceras thurmanni* sowie die Tintinniden-Vergesellschaftungen, die von ISCHI (1978) beschrieben werden, bestätigen diese biostratigraphische Zuordnung.

Abrupte Fazies- und Mächtigkeitswechsel im Bereich der Plattform werden in der helvetischen Unterkreide, z. B. von HALDIMANN (1977), ISCHI (1978) und STRASSER (1979, 1982), mit synsedimentärer Bruchtektonik erklärt. Direkte Hinweise auf frühkretazische Bruchtektonik konnten in unserem Gebiet nicht gefunden werden. Es scheint uns möglich, in Vorarlberg Fazies- und Mächtigkeitswechsel einerseits mit paläogeographischen Gegebenheiten (Verschiebung der Plattformrän-

der), andererseits durch die unterschiedliche Kompaktion zwischen den frühdiagenetisch zementierten Plattform-Karbonatsanden und den tonreicheren Sedimenten des Plattformabhanges und des äußeren Schelfes zu erklären. Diese Unterschiede im Kompaktionsgrad bedingen nachfolgende Unterschiede der Wassertiefe.

Vergegenwärtigen wir uns die Meeresboden-Topographie, welche im jüngsten Malm im helvetischen Schelf vorlag, mit Riffkalken, dem Troskalk im Norden und dem hemipelagischen Quintner-Kalk im Süden und Osten (Abb. 50), so erkennen wir deutlich, daß dieses Relief für den weiteren Sedimentationsverlauf und für die fazielle Differenzierung der helvetischen Unterkreide von tragender Bedeutung war. Während des Berriasian wurde von Norden her das „Quintner-Kalk-Becken“ vorab mit mergeligen Sedimenten mit bioklastischen Resediment-Einschaltungen (Gassenkalk, unterer Öhrli-Kalk) aufgefüllt. Im Norden, über den Riffkalken des obersten Malms, wurden im seichten Wasser geringmächtige, bioklastische Kalke abgelagert. Im älteren Berriasian war das „Quintner-Kalk-Becken“ so weit gefüllt, daß die karbonatische Plattform (oberer Öhrli-Kalk) über die paläogeographische Lage des Troskalkes hinaus gegen Süden vorrücken konnte und zu einer markanten fazialen Differenzierung des Ablagerungsraumes führte, mit vorgelagerten oolithisch-bioklastischen Barren und dahinter folgenden, geschützten lagunären Bereichen der inneren Plattform und Gezeitenzone (GRASMÜCK-PFLUGER, 1963; BURGER & STRASSER, 1981). Zur selben Zeit wanderte im Osten die vorab oolithische Plattform (Oerfla-Formation) von Norden gegen Süden, erhielt aber im Gegensatz zum oberen Öhrli-Kalk vermehrt siliziklastischen Detritus, welcher aus N und NE geschüttet wurde und noch in die östlichen Bereiche der parautochthonen Elemente gelangte (z. B. finden wir am Calanda „schmutzigen“, gelblich anwitternden Öhrli-Kalk). Durch das Vordringen dieser Plattformen in Richtung Süden kam es im Berührungsbereich der beiden zur Bildung einer Bucht (Abb. 50), deren Existenz westlich von Götzis in dieser Arbeit belegt wurde.

Durch einen Meeresspiegel-Anstieg, der im jüngsten Berriasian einsetzte, wurde die Progradation dieser Plattformen gestoppt. Während in Vorarlberg Hardground-Bildung und Omission einsetzten, wurden im Westen in den „ertrunkenen“ lagunären Bereichen des oberen Öhrli-Kalkes die detritischen und bioklastischen Sedimente der Vitznau-Formation aufgefangen, südlich des Bereiches der frontalen Barren (oberer Öhrli-Kalk) wurden nur feinkörnige Vitznau-Schichten abgelagert (BURGER & STRASSER, 1981:552). Es ist für Vorarlberg bezeichnend, daß sich eine derartige Differenzierung der Vitznau-Mergel in den obersten Palfris-Schiefern nicht vollzog.

Während des älteren Unter-Valanginian (otopeta-Zone) erfolgte die Sedimentation des Betlis-Kalkes. Aus der schon im jüngsten Malm angelegten Hochzone wurden die bioklastischen Resedimente (Betlis-Kalk) gegen Süden und Südosten geschüttet. Damit läßt sich auch die nur lokale Verbreitung des Betlis-Kalkes im westlichsten Vorarlberg erklären.

Danach setzte die Schüttung der Grobsande plutonischen Ursprungs der Pygurus-Schichten aus dem Osten (Böhmisches Massiv) ein und wurde durch das im Osten noch vorliegende Relief der „ertrunkenen“ Plattform der Oerfla-Formation hinter den Plattform-

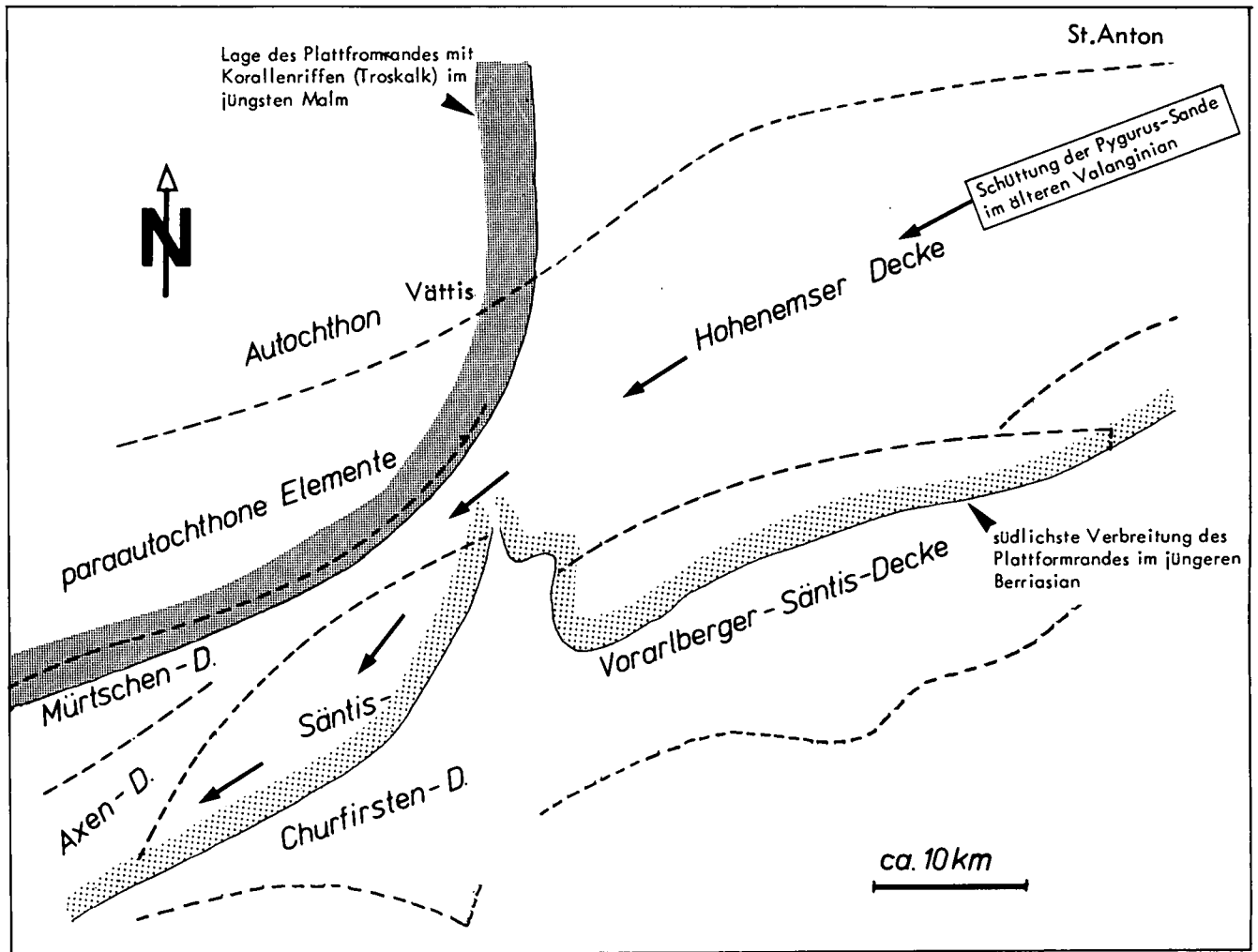


Abb. 50: Paläogeographische Skizze mit den maximalen, südlichsten Ständen der progradierenden Plattformränder während des jüngsten Malm (Troskalk) und während des jüngeren Berriasian (oberer Öhrli-Kalk im Westen, Oerfla-Formation im Osten).

Barren kanalisiert und gegen Westen über den inneren Schelf verteilt.

Mit steigendem Meeresspiegel setzt während des älteren Valanginian regional die Kondensation der Gemsmättli-Schichten ein. Im Hauterivian ist in den südlichen Ablagerungsbereichen generell eine stärkere Subsidenz zu verzeichnen (FUNK, 1985). In den südlichen Ablagerungsbereichen wurden spiculitische und kieselige Sandkalle abgelagert, in den nördlichen Ablagerungsbereichen wurden unter Gezeiteneinfluß grobsandige Sandkalle mehrfach ab- und umgelagert. Die große Affinität des kreuzgeschichteten, grobsandigen Kieselkalles mit dem abschließenden Austernpflaster von Hohenems und dem Kieselkalk aus den parautochthonen Elementen (TRÜMPY, 1944) zeigen, daß zu jedem Zeitpunkt das „Becken“ im nördlichen Vorarlberg aufgefüllt war. Dadurch würden nun die Kieselkalk-Isopen in diesem Zeitabschnitt einen West-Ost-Verlauf annehmen. Dies ist ein Hinweis, der die von uns vorgenommene, paläogeographisch sehr nördliche Placierung der Aufschlüsse von Hohenems und Klien durchaus verständlich macht.

Mit dem sich bis in die Unterkreide durchpausenden Relief der Meeresboden-Topographie des jüngeren Malm läßt sich das Umschwenken der Isopen der älteren Unterkreide im Bereich des heutigen Rheintales (HEIM & BAUMBERGER, 1933) gegen Norden erklären.

Dieses Umschwenken der Fazieslinien dürfte auch die Ursache für die Änderungen des tektonischen Aufbaues der helvetischen Decken östlich des Rheintales sein und könnte teilweise das Abtauchen der nordöstlichen Säntis-Decke erklären.

Verzeichnis der in dieser Arbeit zitierten Detailprofile

Eine vollständige Zusammenstellung und Aufzeichnung aller Detailprofile befindet sich zusammen mit den Dünnschliffen in der Belegsammlung am Geologischen Institut der ETH Zürich.

Die Koordinaten der Fußpunkte der Detailprofile beziehen sich auf die Schweizer Landeskordinaten.

Profil Nr.	Lokalität	Koordinaten
A	S Melisberg	782,150/251,700
b	Bettlerkopf	785,075/243,800
D	N Bezegg	784,350/252,800
f	N Freudenbergalpe	781,950/243,400
F	Bucher Schrofen	781,400/246,450
G	Mellenbach	783,225/246,650
H	Hirschau, Steinbruch	787,600/247,425
O	Hirschbergalpe	792,575/248,050
R	S Lindachalpe	779,800/242,010
T	E Schnepfau	790,050/247,725
U	W Guntenalpe	781,125/246,880
V	N Guntenalpe	781,200/247,200
Y	W Schwarzenberg	782,010/252,480
3	E Geißberg	811,100/255,600

Profil Nr.	Lokalität	Koordinaten
6	S Hirschberg	793,550/248,050
7	N Rüscherstguntenalpe	793,600/249,300
8	Mellau (Rain)	784,075/246,850
9	SE Haslachalpe	778,050/243,100
12	Mellau, Steinbruch	783,850/246,850
15	Ober Fegg	788,780/250,830
18	NE Kobelalpe	780,560/245,000
19	SW Elmaalpe	780,400/245,375
21	S Sienspitz	794,830/251,330
22	W Sienspitz	794,150/251,350
29	S Grüner Kopf	795,800/248,240
30	Grüner Kopf	796,200/248,480
33	S Hinteregger	792,760/251,240
39	Fellfluh	798,200/247,250
40	E Bengat, Rehmenbach	793,800/245,230
41	Wikaalpe	794,300/245,550
42	SE Fluh	790,420/247,860
43	W Mittelstoggeralpe	794,350/246,720
44	NE Unterstoggeralpe	794,700/246,450
45	Wildguntenalpe	784,000/244,580
47	Schuttannen	774,270/249,360
48	Ranzenbergalpe	772,640/248,170
49	NE Hohenems	770,580/248,875
50/51	Finsteraubach	771,500/247,025
53	S Schöffis Schrofen	798,100/249,450
54	SE Schöffis Schrofen	798,750/249,050
57	Fallbach (Feientobel)	774,090/250,700
58	Eichbühl	768,350/246,620
60	W Xohlalpe	770,340/246,530
61	N Dosegg	782,450/247,400
62	Oerfla-Schlucht	767,840/244,800
63	Pockberg	764,030/245,945
64	NE Triestenkopf	791,350/253,350
65	Sonderberg	767,325/246,430
66	Nußbaumeralpe	796,100/253,400
67	E Unterosterguntenalpe	795,520/252,600
69	NE Bullerschopf	794,150/253,000
70	NE Ställerrhöhe	795,170/253,950
72	Engenbach	795,500/252,140
73	S Triestenalpe	790,550/253,200
76	Üble-Schlucht	770,550/237,150
81	Kadel	763,700/245,710
82	E Hirschau	788,250/247,550
85	NE Ober-Götznerberg	768,950/246,150
86	Kummaberg	764,730/245,125
87	Bezegg Sattelalpe	786,150/252,020
88	Ober Klien	771,320/249,470
100	ESE Guntenalpe	790,680/252,920
101	Wurzachsattel	787,350/244,650
103	Hohenems, Schloßgarten	770,130/248,250
107	Vorderer Niederer	789,500/253,150
121	SSE Xohlalpe	770,905/246,550
123	Rotenbach	782,030/251,170
124	W Guntenalpe	789,900/253,070
125	N Hohe Kirche	793,050/252,520

Dank

Die vorliegende Arbeit wurde als Dissertation am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich auf Anregung und unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY durchgeführt.

Die Auswertung der Feldaufnahmen erfolgte am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich, wo auch die Belegsammlung hinterlegt ist. Die zahlreichen neu aufgesammelten Fossilien sind hingegen in der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn aufbewahrt.

Mein herzlicher Dank gilt all denen, welche diese Arbeit ermöglichten und zu deren Gelingen beitrugen.

Für stimulierende Geländebesuche, wertvolle Diskussionen und Anregungen danke ich herzlich meinem geschätzten Lehrer, Prof. Dr. R. TRÜMPY, und Herrn Dr. R. OBERHAUSER, Geologische Bundesanstalt Wien.

Herrn Dr. J. P. THIEULOY (Grenoble) bin ich für die zahlreichen Ammonitenbestimmungen zu großem Dank verpflichtet.

Für die Mithilfe bei der Bestimmung der Fossilien gilt mein Dank Dr. O. RENZ (Basel), Dr. P. BECKMANN, D. BOLLINGER und Prof. Dr. R. HANTKE.

Für anregende Diskussionen und Hilfeleistungen danke ich Dr. H. P. FUNK, Dr. P. FELBER, Dr. P. HOMEWOOD (Fribourg), Dr. A. STRASSER (Genf), B. KELLER, Dr. H. WEISSERT, Dr. G. LISTER und U. GERBER. Ein besonderer Dank gilt den Herren Dr. M. MÜLLER (Preußag) und Dr. G. WESSELY (ÖMV) für die offenen Diskussionen und wertvollen Informationen.

Prof. Dr. R. TRÜMPY und Prof. Dr. R. HANTKE sei für die Durchsicht des Manuskriptes herzlich gedankt.

Literatur

- AIGNER, T.: Calcareous Tempestites: Storm-dominated Stratification in Upper Muschelkalk Limestone (Middle Trias, SW-Germany). – In: Cyclic and Event Stratification (ed. EINSELE/SEILACHER), 181–198, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- AISSAOUI, D. & PURSER, B.: Nature and origins of internal sediments in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Froud (Algeria). – *Sedimentology*, **30**, 273–283, Oxford 1983.
- ALEXANDER, K.: Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzerwaldes im Bereich der Winterstaude (Vorarlberg). – Unpubl. Diplomarb. Techn. Hochsch. München 1984.
- ALEXANDER, R., BLOCH, P., SIGL, W. & ZACHER, W.: Helvetikum und Ultrahelvetikum zwischen der Bregenzer Ache und Subersach (Vorarlberg). – *Z. dt. geol. Ges.*, **109**, 566–592, Hannover 1965.
- ALLEN, J. R. L.: Developments in Sedimentology. Vol. II. – Elsevier Publ. No. **82**, Amsterdam 1980.
- ARNAUD, H., GIDON, M. & THIEULOY, J.-P.: Les calcaires du Fontanil des environs de Grenoble: leur place dans la stratigraphie du Neocomien entre le Jura et le domaine vocontien. – *Eclogae geol. Helv.*, **74/1**, 109–139, Basel 1981.
- ARNAUD-VANNEAU, A.: Micropaléontologie, paléocologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse. – *Géol. alp. Mémoire* **11**, 3 Vol., 1–873, Grenoble 1980.
- ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., BOISSEAU, T., DARSAC, C., THIEULOY, J.-P. & VIEBAN, F.: Synchronisme des crises biologiques et paléogéographiques dans le Crétacé inférieur du S.E. de la France: un outil pour les corrélations plate-forme-bassin. – *Géol. Méditerranéenne* **IX/3**, 153–165, 1982.
- ARNAUD-VANNEAU, A. & DARSAC, C.: Caractères et évolution des Peuplements des Foraminifères benthiques dans les principaux biotopes des plate-formes carbonatées du Crétacé inférieur des Alpes du Nord (France). – *Geobios, Mém. spécial*, **8**, 19–23, Lyon 1984.
- AVRAM, E.: Barremian ammonite zonation in the carpathian area. – *Zitteliana* **10**, 509–514, München 1983.
- AZEMA, J., CHABRIER, G., FOURCADE, E. & JAFFREZO, M.: Nouvelles données micropaléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques sur le Portlandien et le Néocomien de Sardaigne. – *Rev. Micropaléont.* **20/3**, 125–139, Paris 1977.
- BACHMANN, G., DOHR, G., KOCH, K., WEGGEN, K., WILDELAU, J. & MÜLLER, M.: Die Erdgas-Tiefenaufschlußbohrung Vorderriß 1, ein erster Schritt zur Erschließung der Kalkalpen im Freistaat Bayern. – *Compendium* **78/79**, 14–40, Leinfelden – Echterdingen (von Hernhausen KG) 1979.
- BACHMANN, G., DOHR, G. & MÜLLER, M.: Exploration in a Clastic Thrust Belt and Its Foreland: Bavarian Alps, Germany. – *AAPG Bull.* **66**, 2529–2542, Tulsa 1982.
- BACHMANN, G. & MÜLLER, M.: Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – *Geologica Bavarica* **81**, 17–53, München 1981.
- BALDWIN, B. & BUTLER, C.: Compaction Curves. – *AAPG Bull.*, **69/4**, 622–626, Tulsa 1985.
- BALL, M.: Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. – *J. Sed. Petrol.*, **37**, 556–591, Tulsa 1967.

- BASSOULLET, J. P., BERNIER, P., CONRAD, M. A., DELOFFRE, R., JAFFREZO, M.: Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. — *Geobios, mém. spéc.* 2, 1–330, Lyon 1978.
- BATHURST, R. G. C.: Carbonate Sediments and their Diagenesis. — *Developm. in Sedimentology* 12, 658 S., Amsterdam — Oxford — New York (Elsevier) 1971.
- BAUMBERGER, E.: Die Ammoniten der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. — *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 30, 1–60; 32, 1–80; 33, 1–30; 34, 1–47; 35, 1–40; 36, 1–57, Basel 1903–1910.
- BAUMBERGER, E. & HEIM, Arn.: Paläontologische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valanginien-Hauterivien-Grenze im Churfirsten-Mattstockgebiet. — *Abh. schweiz. paläont. Ges.*, 34, 1–36, Zürich 1907.
- BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen. — *Z. dtsh. geol. Ges.*, 109, 566–592, Hannover 1958.
- BETZ, D. & WENDT, A.: Neuere Ergebnisse der Aufschluß- und Gewinnungstätigkeit auf Erdöl und Erdgas in Süddeutschland. — *Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.*, V. 49, 9–37, Zürich 1983.
- BIRKELUND, T., HANCOCK, J. M., HART, M. B., RAWSON, P. F., REMANÉ, J., ROBASZYNSKI, F., SCHMID, F. & SURLYK, F.: Cretaceous Stage Boundaries — Proposals. — *Bull. geol. Soc. Denmark*, 33, 3–20, Copenhagen 1984.
- BLOCH, P.: Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes, Vorarlberg (Bereich des östlichen Winterstaudengebietes zwischen Schönebach und Sibratsgfall). — *Unpubl. Dipl.-Arb. Techn. Hochsch., München* 1965.
- BLUMER, E.: Östlicher Teil des Säntisgebirges. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz (N. F.)* 16, 597–610, Basel 1905.
- BOLLINGER, D.: Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfes während des Barremian (Drusberg-, Mittagsspitze-, Schrattekalk-Formation). — *Diss. Univ. Zürich (in Vorb.)*.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P.: Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordian des zentralen Schweizer Jura. — *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 140, Basel 1970.
- BOSSERT, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Damülser Mittagsspitze, Portler Horn und Kojenkopf (Bregenzerwald). — *Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich* 1977.
- BRESKOVSKI, S.: Eleniceras, genre nouveau d'Ammonites hauteriviennes. — *Bulg. geol. Inst. Bull., Sofia, ser. Paleont.*, Vol. 16, 47–52, Sofia 1967.
- BURGER, H.: Tonmineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62, 369–414, Zürich 1982.
- BURGER, H. & STRASSER, A.: Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. — *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560, Basel 1981.
- BUSNARDO, R.: Le Stratotype du Barrémien. — *Mém. Bur. rech. géol. min.* 68, 101–116, Paris 1963.
- BUSNARDO, R.: L'Hauterivien inférieur et ses ammonites près de Hauteville (Ain). — *Trav. Lab. Géol. Univ. Lyon (N.S.)* 13, 229–241, Lyon 1966.
- BUSNARDO, R.: Torcapella, nouveau genre d'Ammonites du Barrémien inférieur. — *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 37, 85–131, Lyon 1970.
- BUSNARDO, R., THIEULOY, J.-P., MOULLADE, M.: Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (SE de la France). Editions du CNRS, 1–143, Paris 1979.
- COMBEMOREL, A.: Les Duvaliidae PAVLOW (Belemnitida) du Crétacé inférieur français. — *Docum. lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 57, 131–187, Lyon 1973.
- CONRAD, M. A.: The Lower Cretaceous Algae in the Area Surrounding Geneva (Switzerland): Biostratigraphy and Depositional Environments. — In: *Fossil Algae (Ed. E. FLÜGEL)*, 295–300, Berlin — Heidelberg — New York (Springer) 1977.
- D'ORBIGNY, A.: Paléontologie française, terrains crétacés. — *Bd. I–IV. Paris (Bertrand)* 1840–1847.
- DARSAC, C.: Sedimentologie, stratigraphie, minéralogie, micro-paléontologie et paléogéographie du Berriasien et du Valanginien entre le Jura méridional et les massifs subalpins (Ain — Savoie). — *Thèse de Doctorat de 3. cycle; Institut Dolomieu, Grenoble* 1983.
- DE LORIOL, P.: Monographie des couches de l'étage Valanginien des carrières d'Arzières (Vaud). — *Paleont. Suisse, Genève* 1868.
- DIEGEL, F.: Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier. — *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich (N. F.)* 166, Zürich 1973.
- DIEM, B.: Analytical method for estimating palaeo-wave climate and water depth from wave ripple marks. — *Sedimentology (in press)* 1985.
- DOTT, R. H. Jr.: Episodic sedimentation — How normal is average? How rare is rare? Does it matter? — *J. sediment. Petrol.* 53/1, 5–23, Tulsa 1983.
- DRAGASTAN, O.: Algues calcaires du jurassique supérieur et du crétacé inférieur de Roumanie. — *Rev. Micropaléont.* 12, No. 1, 53–62, Paris 1969.
- DRAGASTAN, O.: New algae in the upper jurassique and lower cretaceous in the Bicaz Valley east Carpathians (Rumania). — *Rev. espan. Micropaleont.* Vol. 3/2, 155–192, 1971.
- DRAGASTAN, O.: Mesozoic Dasycladaceae from Rumania: Distribution and biostratigraphical Importance Facies 4, 165–196, Taf. 9, Erlangen 1981.
- DRAGASTAN, O. & BUCUR, I.: New species of the Genus *diversocallis* in the jurassique and cretaceous from Rumania. — *Rev. Roum. géol., Géophys. et Géogr., Géologie, Tome* 22, 185–187, Bucuresti 1978.
- DRAGASTAN, O. & POIGNAT, A.: Contribution à l'étude des Algues du Crétacé inférieur Provançal, intérêt Stratigraphique. — *Rev. Micropaléont.* Vol. 13/4, 258–260, Paris 1971.
- ESCHER, V. D. & LINTH, A.: Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. — *N. Denkschr. Schweiz. Ges. Natw. Bd. XIII*, Basel 1853.
- FELBER, P.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Helvetikum zwischen der Kanisfluh und der Damülser Mittagsspitze (Bregenzerwald), Vorarlberg. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1, A96–A99, Wien 1977.
- FELBER, P.: Zur Geologie der helvetischen Kreidekette zwischen der Kanisfluh und Damülser Mittagsspitze (Bregenzerwald), Vorarlberg. — *Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich, Zürich* 1978.
- FELBER, P. & WYSSLING, G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). — *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 673–714, Basel 1979.
- FERRAZZINI, B. & SCHULER, P.: Versuch einer Abwicklung des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. — *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 439–454, Basel 1979.
- FICHTER, H.: Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malmes der helvetischen Decken. — *Beitr. geol. Karte Schweiz (N. F.)* 69, Basel 1934.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen von Kalken. — *Berlin — Heidelberg — New York (Springer)* 1978.
- FREIHERR VON RICHTHOFEN, F.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. — *Jb. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XII*, Wien 1861.
- FUCHS, W.: Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittelbarreme aus den Drusbergschichten vom Ranzerberg bei Hohenems, Vorarlberg. — *Abh. Geol. B.-A.*, 27, Wien 1971.
- FÜRSICH, F. T.: Salinity-Controlled benthic associations from the Upper Jurassic of Portugal. — *Lethaia* 14, 203–223, Oslo 1981.
- FUNK, H.-P.: Typusprofil der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. — *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 191–203, Basel 1969.
- FUNK, H.-P.: Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmann-Schichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz). — *Eclogae geol. Helv.* 64/2, 345–433, Basel 1971.

- FUNK, H.-P.: The origin of the auktigneic quartz in the Helvetic Siliceous Limestone (Helvetischer Kieselkalk), Switzerland. – *Sedimentology* **22**, 299–306, Amsterdam – Oxford – New York 1975.
- FUNK, H.-P.: Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* **78/1**, Basel 1985.
- GINSBURG, R.: Tidal Deposits. – 428 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1975.
- GRASMÜCK-PFLUGER, M.: Mikrofazielle Beobachtungen an den Oehrlischichten (Berriasian) der Typlokalität. – *Eclogae geol. Helv.* **55/2**, 417–442, Basel 1962.
- GUILLAUME, S.: Les Trocholines du Crétacé inférieur du Jura. – *Rev. Micropaléont.* Vol. 5/4, 257–276, Paris 1962.
- HALDIMANN, P.: Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide: Pygurus-Schichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Gallen/Rheintal. – *Mitt. geol. Inst. Zürich (N. F.)* **219**, 184 S., Zürich 1977.
- HAMBLIN, A. P. & WALKER, R. G.: Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. – *Can. J. Earth Sci.* **16**, 1673–1690, 1979.
- HANTKE, R.: Eiszeitalter, Band III. – Thun (Ott-Verlag) 1983.
- HARLAND, W. B., COX, A., LLEWELLYN, P. G., PICTON, C. A. G., SMITH, A. G. & WALTHER, R.: A geological time scale. – Cambridge (Univ. Press) 1982.
- HARMS, J. C.: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – *SEMP, Short Course Note* **2**, 161, Dallas 1975.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B. & WALKER, R. G.: Structures and sequences in clastic rocks. – *SEMP Short Course Note* **9**, Calgary 1982.
- HARRIS, ?.: Facies anatomy and diagenesis of a bahamian Ooid shoal. – *Sedimenta*, **VII**, 1–163, Univ. Miami, Florida 1979.
- HAUSWIRTH, W.: Geologie der Gebirge südlich von Muotatal. – *Diss. Univ. Zürich* 1912.
- HAYES, O. M.: General morphology and sediment patterns in tidal inlets. – *Sedimentary Geology*, **26**, 139–156, 1980.
- HEIM, A. & BAUMBERGER, E.: Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheines (Vorarlberg und Ostschweiz). – *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, **68/2**, 155–220, Basel 1933.
- HEIM, ARN.: Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. 3. Teil. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]*, **20/3**, 369–573, Basel 1916.
- HEIM, ARN.: Zur Geologie des Grünen im Allgäu. – In: *Festschrift Albert Heim, Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, **64**, 458–486, Zürich 1919.
- HOEDEMAEKER, Ph. L.: Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian and lower Valanginian along the Rio Argos (Caravesca, SE-Spanien). – *Scripta-Geol.*, **65**, 1–80, Leiden 1982.
- HOEPFNER, B.: Bemerkungen zur Paläogeographie und Tektonik des Helvetikums zwischen Lech und Iller. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N. F. **44**, 93–109, Stuttgart 1962.
- HUDSON, J. & COLEMAN, M.: Submarine cementation of the Scheck limestone conglomerate (Jurassic, Austria): isotopic evidence. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mt.*, **9**, 534–544, 1978.
- IMMEL, H.: Die Crioceratiten (Ancyloceratina, Ammonoidea) des Mediterranen und Borealen Hauterive-Barreme (Unterkreide). – *Paläontographica*, **A 163**, 1–85, 1978.
- ISCHI, H.: Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – *Diss. Univ. Bern*, 1978.
- JEANNET, A.: Sur quelques Echinides néocomiens du Vorarlberg. – *Mém. Soc. paléont. suisse*, **LIV**, 1–7, Basel 1934.
- KEMPER, E.: Einige neue, biostratigraphisch bedeutsame Arten der Ammoniten Gattung *Dichotomites* (NW-Deutschland, Obervalangin). – *Geol. Jb.*, **A 45**, 183–253, Hannover 1978.
- KEMPER, E., RAWSON, P. & THIEULOY, J.-P.: Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. – *Palaeontology*, Vol. **24**, Part 2, 251–311, London 1981.
- KEMPF, T. A.: Geologie des westlichen Säntisgebirges. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.]*, **128**. (Liefg.), Basel 1966.
- KENDALL, A. & TUCKER, M.: Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. – *Sedimentology*, **20**, 362–389, Oxford 1973.
- KILIAN, W.: Sur quelques fossiles du Crétacé inférieur de la Provence. – *Bull. Soc. géol. France*, **III/16**, 663–691, Paris 1888.
- KILIAN, W.: Ammonites du Calcaire Valanginian du Fontanil (Isère). – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, **I**, 191–208, Grenoble 1891.
- LE HEGARAT, G.: Le Berriasien du Sud-Est de la France. – *Doc. Lab. Géol. Sci. Lyon*, **43/1**, 1–308, Lyon 1971.
- LE HEGARAT, G. & REMANE, J.: Tithonique supérieur et Berriasien de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. – *Geobios*, **1**, 7–70, Lyon 1968.
- LEANZA, H. A. & WIEDMANN, J.: Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquen und Mendoza, Argentinien. – *Eclogae geol. Helv.*, **37/3**, 941–981, Basel 1980.
- LEMCKE, K.: Das heutige geologische Bild des deutschen Alpenvorlandes nach drei Jahrzehnten Oel- und Gasexploration. – *Eclogae geol. Helv.*, **74/1**, 1–18, Basel 1981.
- LEUPOLD, W. & BIGLER, H.: *Coscinocanus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. – *Eclogae geol. Helv.*, **28/2**, 607–624, pl. 18, Basel 1935.
- LUPU, M.: Mikrofazielle Untersuchungen eines Quintnerkalk-Profiles der Mittagsfluh in Vorarlberg. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/2**, 281–287, Wien 1972.
- MASSE, J.-P. & POIGNANT, A. F.: Contribution a l'étude des Algues du Crétacé inférieur Provençal, intérêt stratigraphique. – *Rev. Micropaléont.* **13/4**, 258–266, Paris 1971.
- MC KEE, E. D.: Primary structures in some recent sediments. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **41**, 1704–1747, Tulsa 1957.
- MERHART, G. & MYLIUS, H.: Exkursionsprogramm für d. 47. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **47**, Stuttgart 1914.
- MESSMANN, P.: Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. – *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, **37**, Basel 1925.
- MIDDELMISS, F. A.: Lower Cretaceous Terebratulidae of the Jura region. – *Eclogae geol. Helv.*, **77/3**, 583–617, Basel 1985.
- MILLIMAN, J. D., ROSS, D. A. & TEH-LUNG, KU: Precipitation and lithification of deep-sea carbonates in the red Sea. – *J. Sed. Petrol.*, **39/2**, 724–736, Tulsa 1969.
- MISIĆ, M.: Jurassic and Cretaceous algae (Dasycladaceae Excepted) from the west Carpathians. – *Bull. Cent. Rech. Explor.* – *Prod. Elf-Aquitaine*, **3**, 705–712, Pau 1979.
- MOULLADE, M.: Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la fosse vocontienne. – *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **15**, 1–369, Lyon 1966.
- MÜLLER, M.: Bau, Untergrund und Herkunft der Allgäuer Faltenmolasse. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N. F., **66**, 321–328, Stuttgart 1984.
- MÜLLER, M.: Maderhalm 1 und Kierwang 1 – Zwei Tiefbohrungen in das Helvetikum des bayerischen Allgäus. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 639–641, Wien 1984.
- MULLINS, T., HEATH, K. C., VAN BUREN, H. M. & NEWTON, C. R.: Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. – *Sedimentology*, **31/2**, 141–168, Oxford 1984.
- MYLIUS, H.: Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Hohem Ifen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **4**, 483–618, Wien 1911.
- NICKLES, R.: Contributions a la paléontologie du Sud-Est de l'Espagne. – *Mém. Soc. Géol. France*, **4**, 1–59, Paris 1890.
- NIKOLOV, G. T.: On the Ammonite Genus *Busnardoites* NIKOLOV, 1966 (Berriassellidae, Lower Cretaceous). – *Geologica balkan.*, **7/4**, 107–118, Sofia 1977.

- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Kanisfluh und Hohem Ifen (Bregenzerwald). – 45 S., Diss. Univ. Innsbruck, 1951.
- OBERHAUSER, R.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Kanisfluh und Hohem Ifen (Bregenzerwald). – Jb. Vorarlberger Landesmuseumsver., Jahrgabe 99. Vereinsj., 124–126, 1956.
- OBERHAUSER, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., 1958/2, 121–140, Wien 1958.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, 1–88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt St. Gallen 110 und Blatt Dornbirn 111. – Verh. Geol. B.-A., 1974/4, A79–A81, Wien 1974.
- OBERHAUSER, R.: Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysch und Klippenzone in Vorarlberg. – In: Der Geologische Aufbau Österreichs (Hrsgb. Geol. B.-A.), 177–188, Wien – New York (Springer) 1980.
- OBERHAUSER, R.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000, 100 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd (Hrsgb. Geol. B.-A.), Wien 1982.
- OBERHAUSER, R.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Helvetikum und der Nördlichen Flyschzone auf Blatt 111 Dornbirn. – Jb. Geol. B.-A., 127/2, 226–229, Wien 1984.
- OBERHAUSER, R., RESCH, W. & HANTKE, R.: Helvetikum, Nördliche Kalkalpen und Molasse von Hohenems bis Dornbirn. – Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., 61, 11–18, Stuttgart 1979.
- PANTIĆ, N. K. & BURGER, H.: Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. – Eclogae geol. Helv., 74/3, 661–672, Basel 1981.
- PELISSIE, T. & PEYBERNES, B.: Etude de micropaléontologie du jurassique moyen/supérieur du chausse de Limogne (Quercy) – Rev. Micropaléont., Vol. 25/2, 111–132, Paris 1982.
- PIFFNER, A.: Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E-Schweiz). – In: Thrust and Nappes Tectonics, The Geol. Soc. London Spec. Publ. No. 9, 319–327, Oxford 1981.
- PICTET, P.-J. & DE LORIOU, P.: Descriptions des Fossiles. – In: Terrain néocomien des Voirons. – Paléont. Suisse Genève 1858.
- POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Micropalaeontologie. – I., 582 S.; II, 453 S., Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften) 1958.
- RAAF, J. F., BOERSMA, J. R. & VAN GELDER, A.: Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. – Sedimentology 24, 451–483, Oxford 1977.
- RAWSON, P. F.: The Valanginian to Aptian stages – current definitions and outstanding problems. – Zitteliana, 10, 493–500, München 1983.
- READING, G.: Sedimentary Environments and Facies. – 557 S., Oxford – London – Edinburgh – Melbourne (Blackwell Sci. Publ.) 1982.
- REINECKE, H. & SINGH, I.: Depositional Sedimentary Environments. – 439 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- REMANE, J.: Les calpionelles dans les couches de passage jurassique – crétacé de la Fosse Vocontienne. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 39, 26–82, Grenoble 1963.
- REMANE, J.: Les calpionelles, Protozoaires planctoniques des mers mésogènes de époque secondaire. – Ann. Guébhard, 47, 369–393, Neuchâtel 1971.
- REMANE, J.: Calpionellidae. – In: Plankton Stratigraphy (eds. BOLLI, H. M., SANDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K.), Cambridge Earth Sci. Ser., Cambridge 1985.
- RENZ, O.: Feste Erdölbitumina in der Gemsmattli-Schicht am Pilatus (Kanton Luzern). – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., 40/98, 1–24, Basel 1974.
- RESCH, W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Molasse – Helvetikum bei Dornbirn auf Blatt 111, Dornbirn. – Verh. Geol. B.-A., 1976, A122–A126, Wien 1976.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Z. dtsh. geol. Ges., 108/2, 156–174, 1957.
- RICHTER, M.: Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu. – Kraus-Festschrift, Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, Heft 1, 77–94, Berlin 1960.
- RICHTER, M.: Vorarlberger Alpen. – Samml. geol. Führer, 49, 169 S., Berlin (Borntraeger) 1969.
- RICK, B.: Geologie des Flubrig (SZ.). – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich 1985.
- ROEP, T. B., BEETS, D. J., DRONKERT, H. & PAGNIER, H.: A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain. – Sed. Geol., 22, 135–163, Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier) 1979.
- SARASIN, Ch. & SCHOENDELMAYER, Ch.: Etude Monographique des Ammonites du Crétacique inférieur de Chatel-Saint-Denis. – Mem. Soc. Géol. Paléont. Suisse, XXVIII/1–2, 1–195, Geneve 1901/1902.
- SAX, H.: Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg). – Diss. Univ. Zürich 1925.
- SAYN, G.: Description des Ammonites du Barrémien du Djebel-Ouach. – 78 S., Lyon 1890.
- SAYN, G.: Céphalopodes des calcaires Barrémien subréficiaux de Pinet. – Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, III/2e, fasc. 26–36, Grenoble 1894.
- SAYN, G.: Les Ammonites pyriteuse des marnes valanginiennes du Sud-Est de la France. – Mem. Soc. Geol. France, Paléont. Mem., 23, 1–66, Paris 1901.
- SCHAAD, H.: Geologische Untersuchungen in der südlichen Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hohem Freschen. – Diss. Univ. Zürich 1925.
- SCHAAD, H.: Beiträge zur Valanginien- und Hauterivienstratigraphie im Vorarlberg. – Geol. Rdsch., 17/2, 81–108, 1926a.
- SCHAAD, H.: Zur Geologie der jurassischen Canisfluh-Mittagsfluh Gruppe im Bregenzerwald. – Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 70, 49–84, Zürich 1926b.
- SCHWERD, K.: Zu Stratigraphie, Paläogeographie und Orogenese am Übergang vom Helvetikum zur Molasse (Obereozän – tieferes Oligozän) im Allgäu. – Jber. Oberrhein. Geol. Ver. (N. F.), 66, 293–306, Stuttgart 1984.
- SCHWERD, K., EBERL, R. & JERZ, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt i. Allgäu. – München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1983.
- SCOFFIN, T., ALEXANDERSSON, T., BOWES, G., CLOKIE, J., FARROW, G. & MILLIMAN, J.: Recent, temperate, sub-photic carbonate sedimentation: Rockall Bank, northeast Atlantic. – J. Sed. Petrol., 50/2, 331–356, Tulsa 1980.
- SECONZAC, G. & MARIN, Ph.: *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT et *Bacillina irregularis* RADOICIC de l'Aptien de Ternel (Espagne): deux stades de croissance d'un seul et même organisme incertae sedis. – Bull. Soc. Géol. France., (7), XIV, 331–335, Paris 1972.
- SEILACHER, A.: Constructional morphology of Bivalves: Evolutionary pathways in primary versus secondary soft-bottom dwellers. – Palaeontology, 27/2, 207–237, London 1984.
- STRAETER, H.: Geologische Untersuchungen zwischen Winterstade und Subers Ach. – Diss. Univ. Zürich 1925.
- STRASSER, A.: Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz. Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (N.F.), 225, 208 S., Zürich 1979.
- STRASSER, A.: Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv., 75/1, 1–21, Basel 1982.
- TEYSSSEN, T.: Gezeitenbeeinflusste Sedimentation und Sandwellenentwicklung in der Minette (Toarcium/Aalenium, Luxemburg/Lothringen). – 180 S., Diss. Univ. Bonn 1983.

- THIEULOUY, J.-P.: Un Céphalopode remarquable de l'Hauterivien basal de la Drôme: *Himantoceras* nov. gen. – Bull. Soc. Géol. France, **VI**, 205–213, Paris 1964.
- THIEULOUY, J.-P.: Les ammonites boréales des formations Néocomiennes du sud-est Français (Province Subméditerranéenne). – *Geobios*, **10**, 395–461, Lyon 1977a
- THIEULOUY, J.-P.: La zone à *Callidiscus* du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). Lithostratigraphie, ammonitenfauna, limite Valanginien-Hauterivien, corrélations. – *Géol. Alpine*, **53**, 83–143, Grenoble 1977b.
- TRÜMPY, R.: Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe. – Diplomarb. ETH, Zürich 1944.
- TRÜMPY, R.: Die helvetischen Decken der Ostschweiz. Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. helv.*, **62/1**, 105–143, Basel 1969.
- TZANKOV, V.: Notes sur le genre *Holodiscus* (Orig. russ.). – *God. na. sofij. Univ. Sofija*, **31/3**, 11–84, Sofia 1935.
- VACEK, M.: Über Vorarlberger Kreide. Eine Localstudie. – *Jb. k. k. geol. Reichsanst.*, **29**, 659–758, Wien 1879.
- VAIL, P. R. & TODD, R. G.: Northern north sea jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. *Proc. Petroleum Geol. Continental Shelf of North-West Europe Conf.* 216–235, Philadelphia (Heydon & Son.) 1981.
- VAN THIEL, P.: Geologische Forschungen zwischen Bezau und Egg, Vorarlberg. – Diss. Univ. Zürich, Zürich 1924.
- WALKER, R. G.: Hummocky and swaley cross stratification. – IAS 11th. Int. Congress (Hamilton), Exc. 21A Guide Book, Part. 2, 22–30, Hamilton 1982.
- WIEDENMAYER, F.: Modern sponge bioherms of the Great Bahama Bank. – *Eclogae geol. Helv.* **71/3**, 669–744, Basel 1978.
- WIEDMANN, J.: Unterkreide-Ammoniten von Mallorca, 1. Lieferung: *Lytocerotina*, *Aptychi*. – *Abh. Math.-naturw. Kl.*, **1962/1**, 5–145, Wiesbaden 1962.
- WIEDMANN, J.: Unterkreide-Ammoniten von Mallorca, 2. Lieferung: *Phylloceratina*. – *Abh. Math.-naturw. Kl.*, **1963/4**, 151–256, Wiesbaden 1963.
- WYSSLING, G.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Helvetikum auf Blatt 112, Bezau. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**, H. 1, A94–A96, Wien 1978.
- WYSSLING, G.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Mellental und Furkajoch (Bregenzerwald), Vorarlberg. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich, Zürich 1979.
- WYSSLING, G.: Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 701–706, Wien 1984.
- YABE, H. & TOYAMA, S.: On some rock-forming algae from younger Mesozoic of Japan. – *Sci. Rep. Tohoku (imp.) Univ. Second Ser. (Geology) Vol. XII*, No. 1, 141–152, 6 Taf., Tokyo 1928.
- ZACHER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 670 Oberstdorf. – München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1972.
- ZACHER, W.: Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). – *Geotekt. Forsch.*, **44**, 1–74, Stuttgart 1973.
- ZEISE, O.: Die Spongien der Stramberger Schichten. – *Palaeontographica*, Suppl. II, 8. Abt., 290–342, Stuttgart 1897.
- ZIEGLER, M. A.: A Study of Lower Cretaceous Facies Developments in the helvetic Border Chain, North of the lake of Thun (Switzerland). – *Eclogae geol. helv.*, **60/2**, 509–527, Basel 1967.
- ZIEGLER, P. A.: Evolution of Sedimentary Basis in North-West Europa. – In: ILLING, L. V. & HOBSON, G. D. (Eds.): *Petroleum Geology of the continental shelf of North-West-Europe*, 3–39, London (Inst. Petroleum) 1981.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. August 1985.

Tafel 1

Pycnoporidium lobatum YABE & TOYAMA

Fig. 1: Detail von Dünnschliff 49/6.

Hohenems; 50×.

Fig. 2,3: Detail der Filamentröhren (Tuben) mit Querwänden.

Dünnschliff 49/4,2; Hohenems; 100×.

Fig. 3: *Pycnoporidium*-Klast, peripher von *Lithocodium aggregatum* ELLIOT überkrustet.

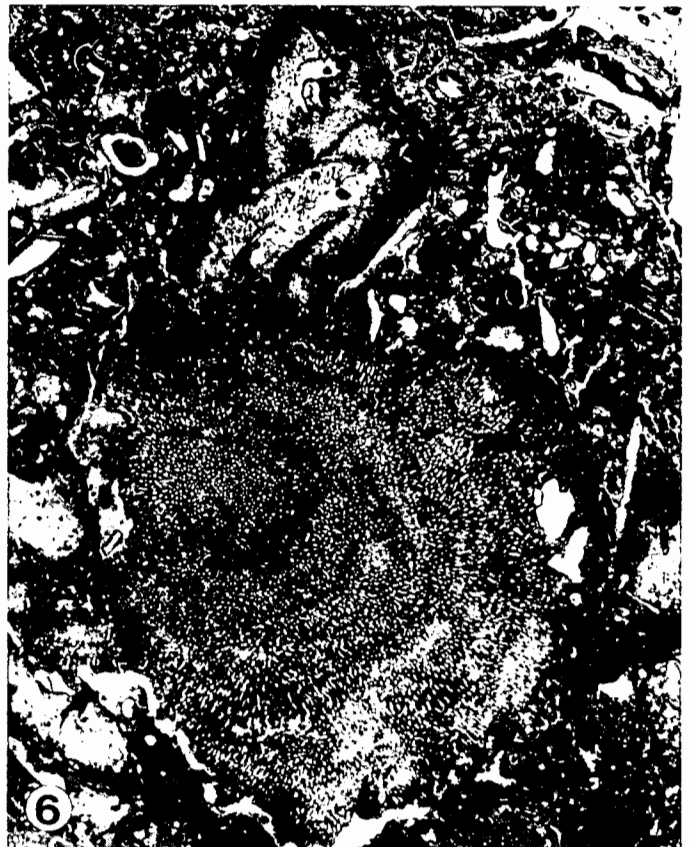
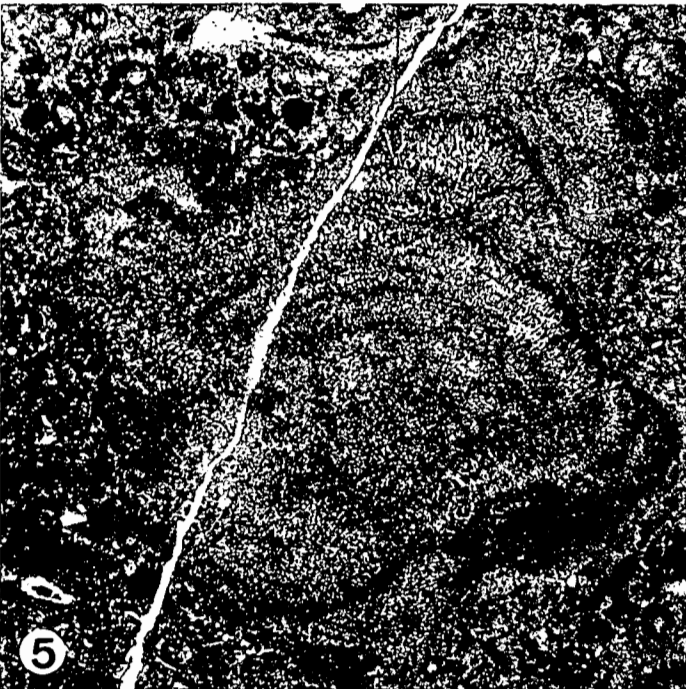
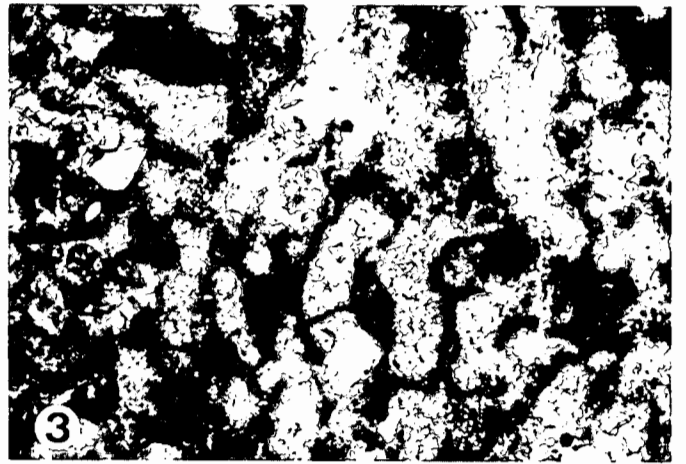
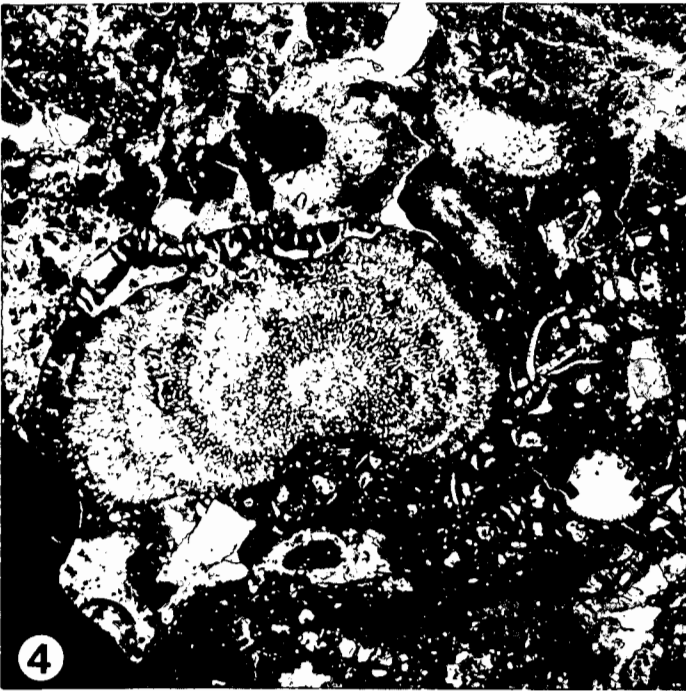
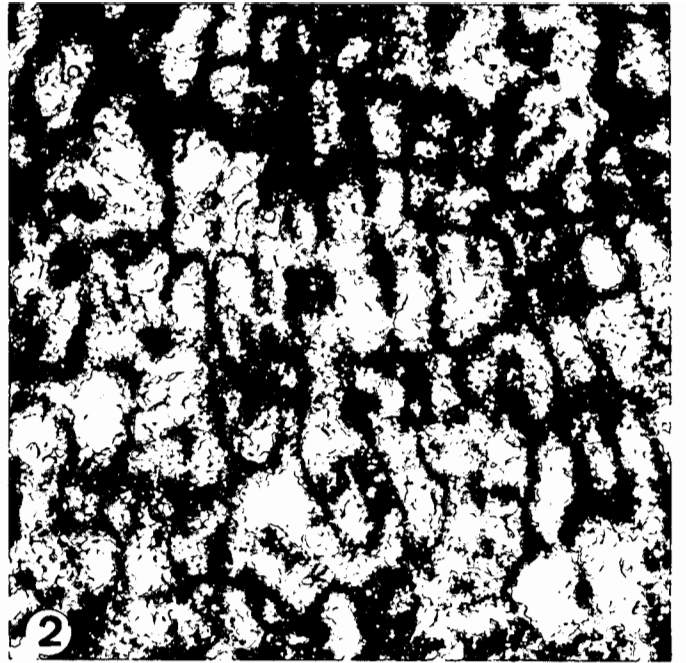
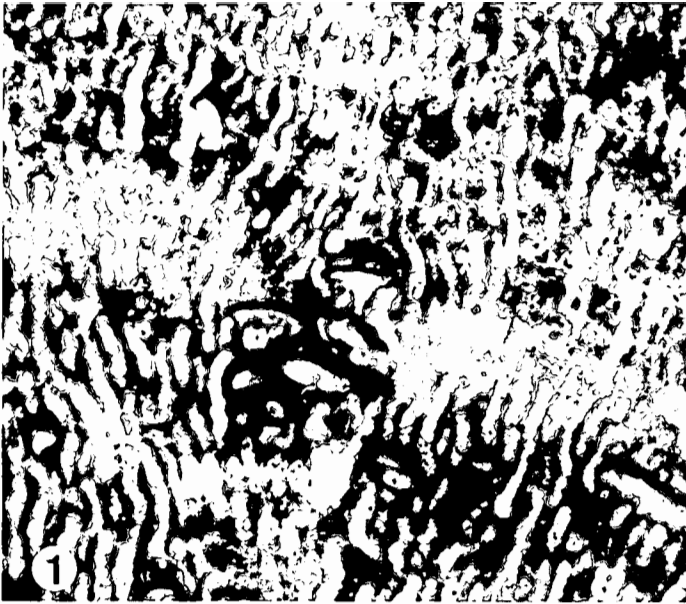
Dünnschliff 49/6; Hohenems; 9×.

Fig. 5: *Pycnoporidium*-Klast in siliziklastischen Mergeln.

Dünnschliff 88/51; Ober Klien; 6×.

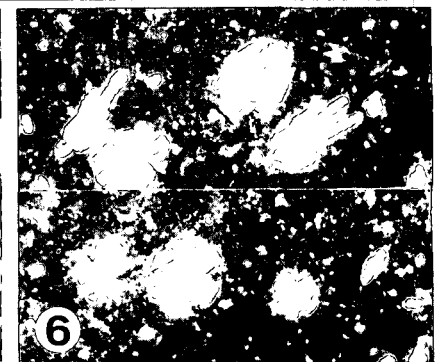
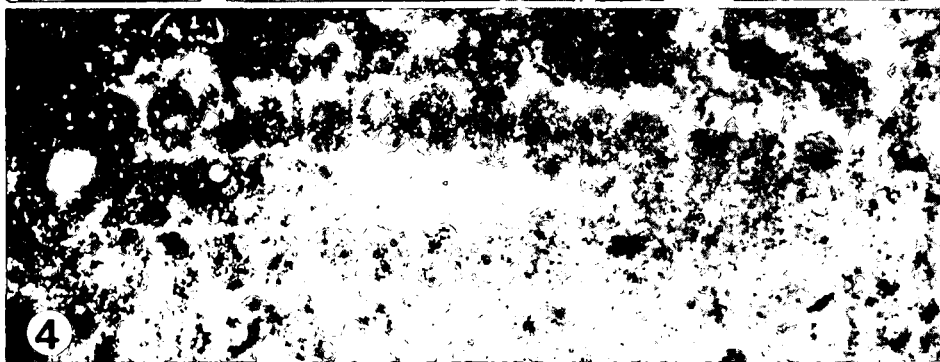
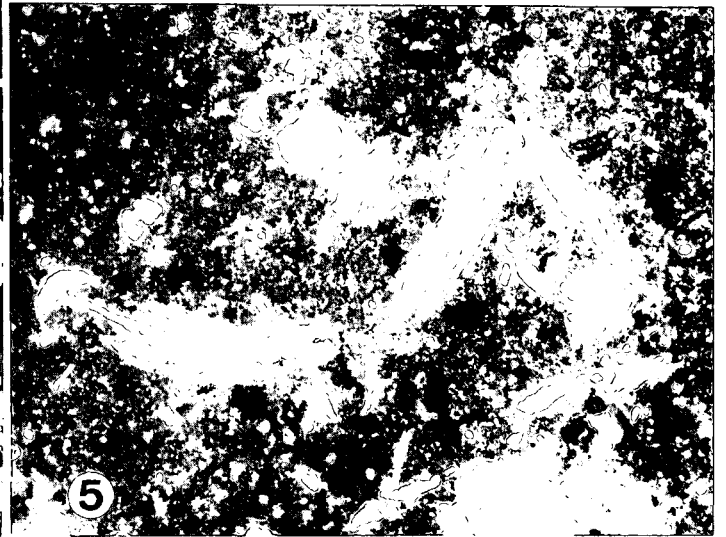
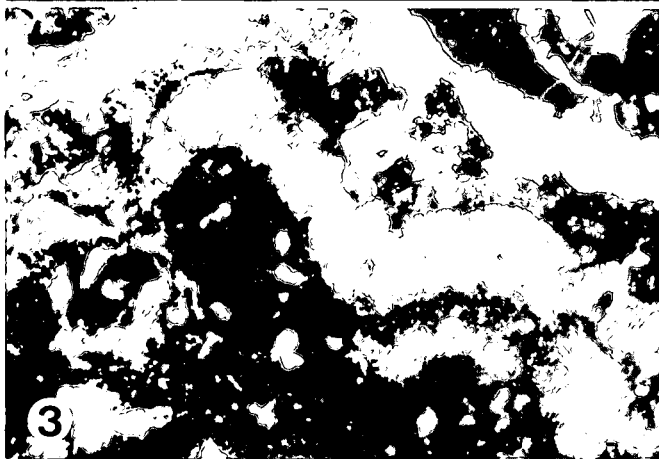
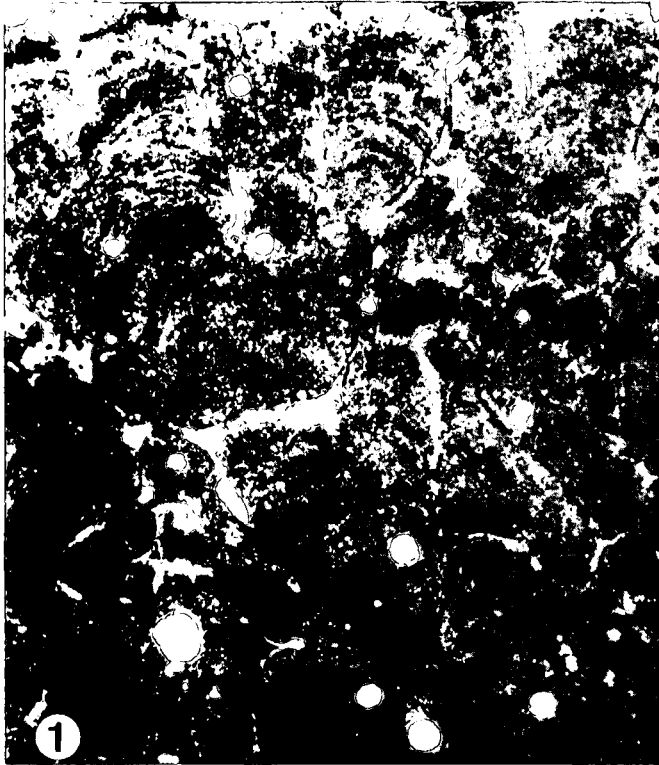
Fig. 6: *Pycnoporidium*-Klast in bioklastischem Packstone; Detail der Filamentröhren in Fig. 2,3.

Dünnschliff 49/4,2; Hohenems; 8,5×.



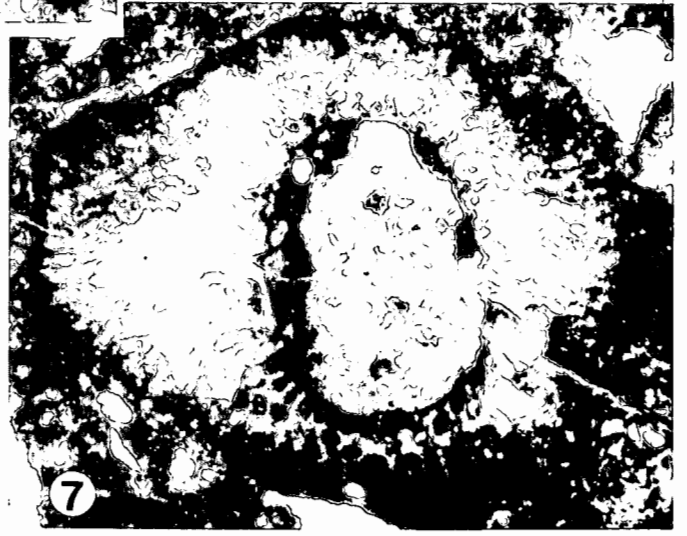
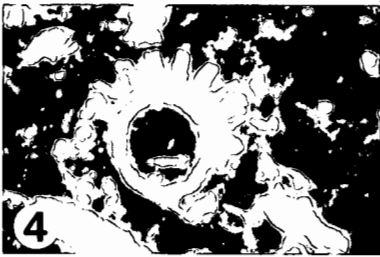
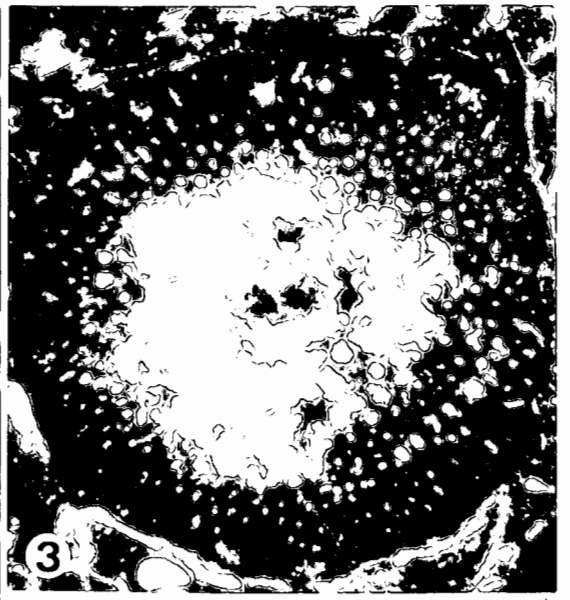
Tafel 2

- Fig. 1: *Marinella* sp.
Dünnschliff 49/39; Hohenems; 35×.
- Fig. 2: Bryozoen überkrusten *Lithocodium* sp.
Dünnschliff 49/38, 35×.
- Fig. 3: *Diversocallis undulatus* DRAGASTAN.
Dünnschliff 49/5; Hohenems; 35×.
- Fig. 4: *Heteroporella lemmensis* (BERNIER).
Dünnschliff 49/41; Hohenems; 35×.
- Fig. 5,6: *Coptocampylodon lineolatus* ELLIOT.
Dünnschliff 49/42; Hohenems; 35×.
- Fig. 7,8: *Macroporella embergeri* BOROLLEC & DELOFFRE.
Fig. 7: Tangentialer Schnitt.
Fig. 8: Horizontaler Schnitt.
Dünnschliff 88/24; Ober Klien; beide 35×.



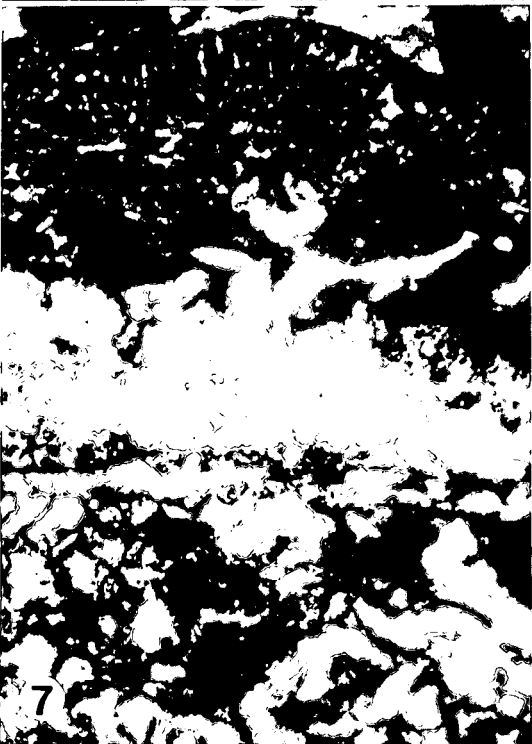
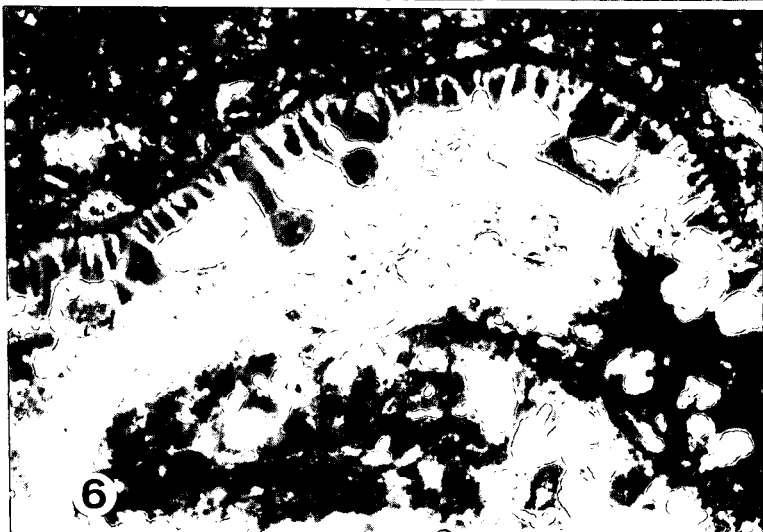
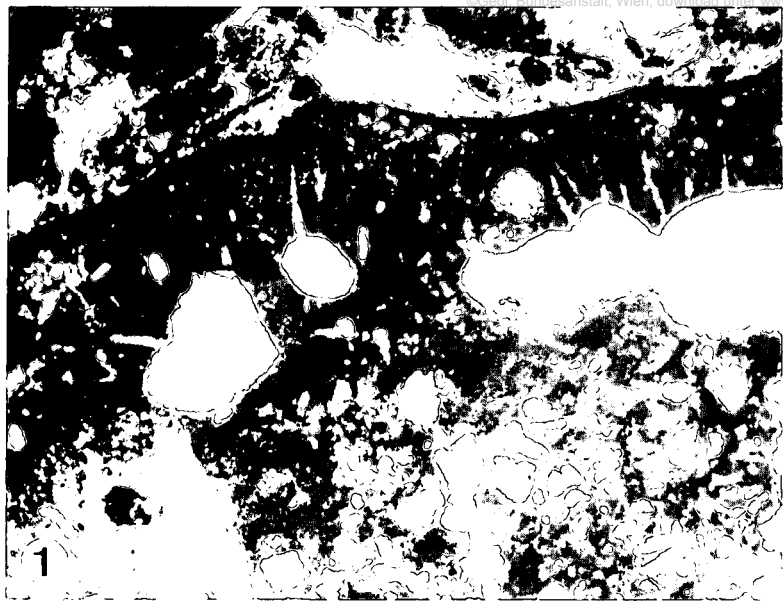
Tafel 3

- Fig. 1,2: *Arabicodium jurassicum* DRAGASTAN.
Dünnschliff 49/17,6; Hohenems; 35×.
- Fig. 3: *Cayeuxia elliotti* DRAGASTAN.
Dünnschliff 49/40; Hohenems; 35×.
- Fig. 4: *Clypeina cf. jurassica* FAVRE.
Dünnschliff 88/63; Ober Klien; 35×.
- Fig. 5: *Cayeuxia anae* DRAGASTAN.
Dünnschliff 88/63; Ober Klien; 75×.
- Fig. 6: *Cayeuxia atanasiui* DRAGASTAN.
Dünnschliff 88/53; Ober Klien; 35×.
- Fig. 7,8: *Pseudocymopolia jurassica* DRAGASTAN.
Dünnschliffe 88/53 und 88/43; Ober Klien; 35×.



Tafel 4

- Fig. 1: *Lithocodium aggregatum* ELLIOT und *Bacinella irregularis* RADOICIC.
Dünnschliff 88/18; Ober Klien; 35×.
- Fig. 2: *Lithocodium aggregatum* ELLIOT; Detail von Fig. 1.
Dünnschliff 88/18; 95×.
- Fig. 3: *Pseudolithocodium carpaticum* MISIK.
Dünnschliff 88/18; Ober Klien, 35×.
- Fig. 4: *Pseudolithocodium carpaticum* MISIK; Detail von Fig. 3.
Dünnschliff 88/18; 95×.
- Fig. 5: *Pseudolithocodium carpaticum* MISIK.
Dünnschliff 88/18; Ober Klien; 35×.
- Fig. 6,8: *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT und *Bacinella irregularis* RADOICIC.
Dünnschliff 88/18; Ober Klien; 35×.
- Fig. 7: *Lithocodium* cf. *aggregatum* ELLIOTT und *Bacinella irregularis* RADOICIC.
Dünnschliff 88/18; Ober Klien; 35×.



Tafel 5

- Fig. 1,14: *Arenopulimina* sp.
Dünnschliffe 88/50, 88/66; Ober Klien.
- Fig. 2: *Pseudotriloculina* sp.
Dünnschliff 49/42; Hohenems.
- Fig. 3,4: *Nautiloculina cretacea* PFENDER.
Dünnschliff 83/5; Ober Klien.
- Fig. 5: *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNES.
Dünnschliff 88/65; Ober Klien.
- Fig. 6: *Quinqueloculina* cf. *robusta* NEAGU.
Dünnschliff 88/50; Ober Klien.
- Fig. 7,11,13: Nubeculariidae gen.
Dünnschliffe 88/20, 88/22, 88/50; Ober Klien.
- Fig. 8,16: *Sigmollina* sp.
Dünnschliff 88/16; Ober Klien.
- Fig. 9: *Pfenderina neocomensis* (PFENDER).
Dünnschliff 49/33; Hohenems.
- Fig. 10: *Dentalina weigeltiformis* (MICHAEL).
Dünnschliff 83/5; Ober Klien.
- Fig. 12: *Hechtina* sp.
Dünnschliff 88/22; Ober Klien.
- Fig. 15: ?*Pyrgo* cf. *elliptica* JOCHEVA.
Dünnschliff 49/40; Hohenems.

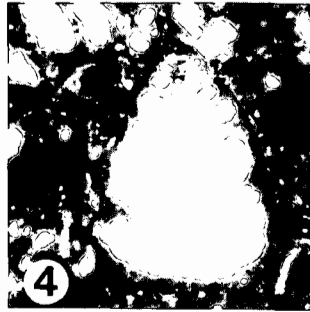
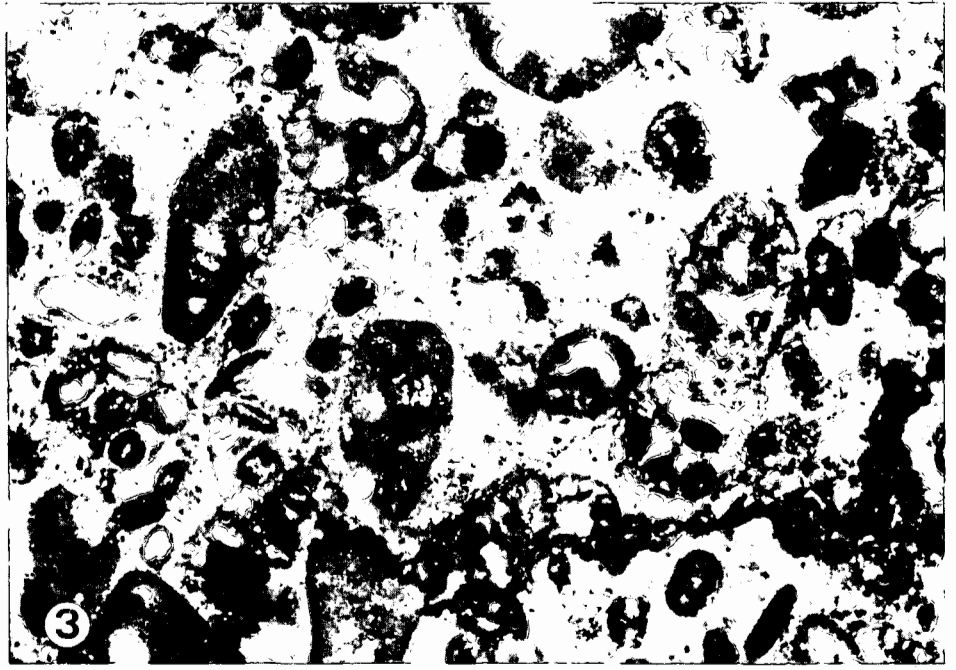
Alle Figuren 95×.



Tafel 6

- Fig. 1,2,4,8: *Trocholina alpina* (LEUPOLD).
Dünnschliffe 88/53, 88/19; Ober Klien.
- Fig. 3,6: Bioklastischer Packstone mit *Everticyclammina* sp.
Dünnschliff 88/16, Ober Klien.
- Fig. 5: *Pseudocyclammina* sp.
Dünnschliff 88/63; Ober Klien.
- Fig. 7: *Trocholina elongata* (LEUPOLD).
Dünnschliff 49/40; Hohenems.
- Fig. 9: *Gaudryinella* sp.
Dünnschliff 88/50; Ober Klien.
- Fig. 10: *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC.
Dünnschliff KI 5; Ober Klien.
- Fig. 11: *Ammobaculites* sp.
Dünnschliff 83/3; Ober Klien.

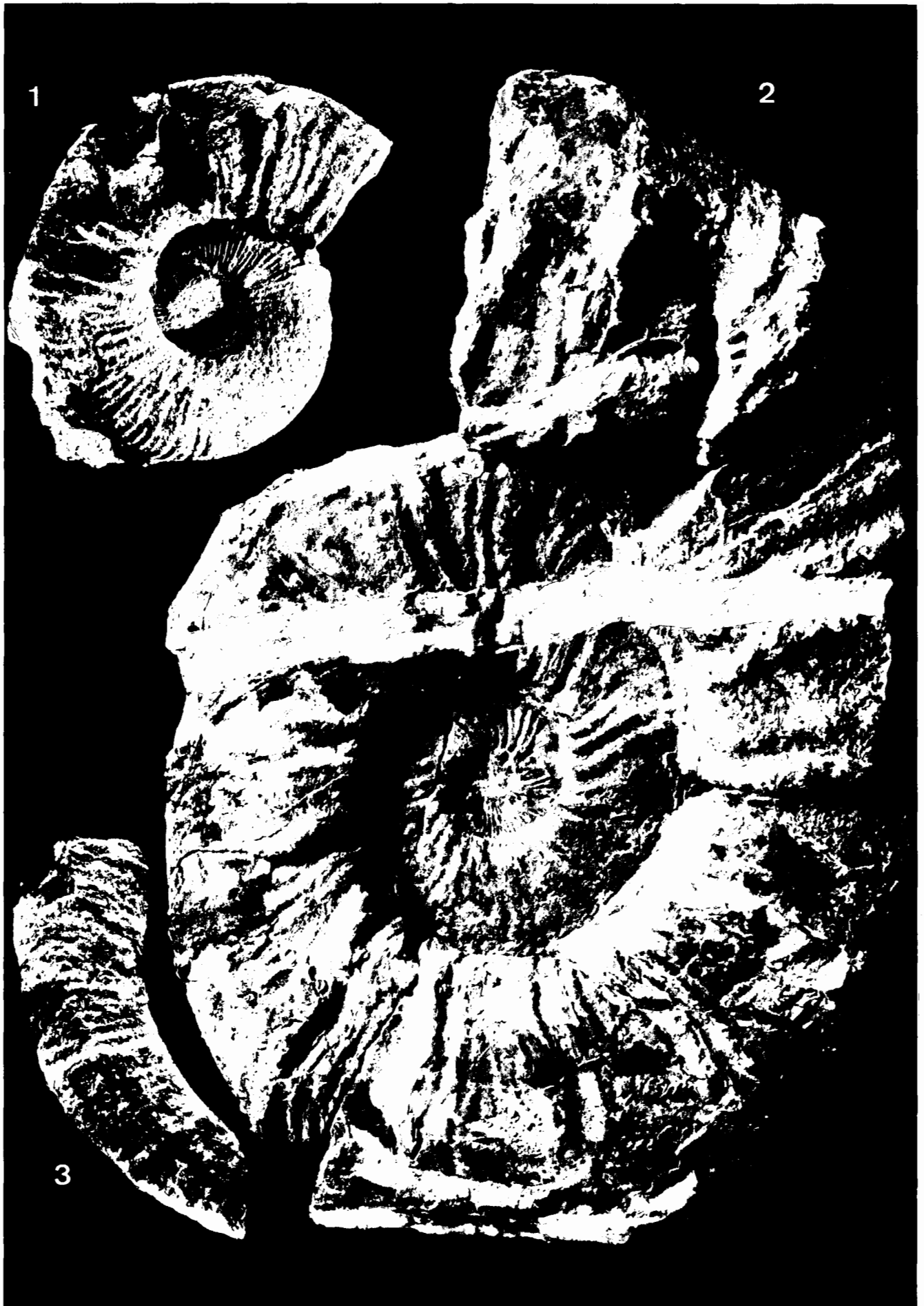
Alle Figuren 35×.



Tafel 7

- Fig. 1: *Eleniceras nikolovi* BRESKOVSKI.
Breiterberg (B32; Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn).
- Fig. 2: *Eleniceras transsylvanicum* (JEKELIUS).
Sonderberg (So21)..
- Fig. 3a,3b: *Himantoceras trinodosum* THIEULOY.
Bullerschkopf (11/17).

Alle Ammoniten in natürlicher Größe.



Tafel 8

- Fig. 1,2: *Neocomites (Teschinites) pachydicranus* THIEULOUY.
Breiterberg (Fig. 1 = B31; Fig. 2 = B); Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn.
- Fig. 3a,b: *Breistrofferella castellanensis* (D'ORB.).
Feientobel (F1); Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn.
- Fig. 4,5: *Neocomites (Teschinites) flucticulus* THIEULOUY.
Breiterberg (Fig. 4 = B39); Feientobel (Fig. 5 = F7); beide Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn.
- Fig. 6: *Karakaschiceras cf. quadristrangulatum* (SAYN).
Sonderberg (So4).
- Fig. 7: *Breistrofferella varappensis* (BAUMBERGER).
Ställershöhe (13/17).
- Fig. 8: *Thurmanniceras cf. salientinum* SAYN.
Buchen Vorsäß (VB11); Sammlung FUSSENEGGER, Naturschau Dornbirn.
- Fig. 9a,b: *Karakaschiceras biassalensis* (KARAKASCH).
Sonderberg (So8).
- Fig. 10: *Neocomites (Eristavites) pseudopexiptychus* (BAUMBERGER.).
Eichbüel (58/9).
- Fig. 11a,b: *Kilianella cf. pexiptycha* (UHLIG).
Hirschberg Süd (A); Sammlung R. OBERHAUSER, Wien.
- Fig. 12: *Dicostella tuberculata* (ROMAN).
Engenbach (3/10).
- Fig. 13: *Thurmanniceras cf. gratianopolitense* (SAYN).
Hirschberg Süd (B); Sammlung R. OBERHAUSER, Wien.
- Fig. 14: *Neocomites (Teschinites) neocomiensiformis neocomiensiformis* (UHLIG).
Sonderberg (So13).

Alle Ammoniten in natürlicher Größe.

