

DOCUMENTA NATURAE 43 S.1-95 ABB.1-72 TAB.1-18 TAF.1-3 MUNCHEN 1988

DIE KONTROLLE DES SEDIMENTATIONSGESCHEHENS UND DER BIO-FAZIES DURCH EVOLUTIVE OROGENETISCHE PROZESSE IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN AM BEISPIEL VON GOSAUVORKOMMEN (CONIAC - SANTON)

Von O.LEISS

Adresse des Autors: Dr. Otto Leiss, Leonrodstr.41, D-8000 München

## INHALT:

Seite

Seite

1.	GEOLOGISCH-FAZIELLE UNTERSUCHUNGEN IN DEN GOSAU-VOR- KOMMEN VON DEN LECHTALER ALPEN IM W BIS IN DAS SALZ- KAMMERGUT IM E MIT SCHWERPUNKT AUF DEN BASALEN PRO- FILANTEILEN
1.1 1.1.1 1.1.2	DIE GOSAU DES HOHEN LICHTS
1.1.3	Die geologisch-fazielle Entwicklung der Gosau vom Hohen Licht
1.2 1.2.1 1.2.2 1.2.3 1.2.4 1.2.5	DIE MUTTEKOPF-GOSAU Grundlagen: Karten und regionale Literatur Lithologische Aspekte der Muttekopf-Gosau Das Cenoman der Griesbachalm Fossilfundpunkte in der Muttekopf-Gosau Die Sedimentologie des Muttekopfs 10
1.2.5.1 1.2.5.2	Sedimente des alluvialen Fächers 10 Die geologisch-fazielle Entwicklung der
1.2.5.3	Muttekopf-Gosau im Überblick
1.2.5.4	Die einzelnen Massentransportprozesse und ihre charakteristischen Sedimente 12
1.2.5.4 1.2.5.4 1.2.5.4 1.2.5.4 1.2.5.4	1 Trübeströme 12   2 mass flow 12   3 Hangrutsch 13   4 Olisthostrom 13
1.2.5.5	Fazieseinteilungen submariner gravitativ transportierter Sedimente mit nomenklato- rischem Schlüssel nach verschiedenen Auto- ren
1.2.6	Erläuterungen zu den Abbildungen 5 - 16 und paläogeographische Aspekte
1.3	DIE GOSAU-VORKOMMEN DER BUCHAUERALM UND DER PLETZ- ACHALM IM SONNWENDGEBIRGE
1.3.1 1.3.2	Grundlagen: Karten und regionale Literatur 17 Das Gosau-Vorkommen: Madersbach-Buchaueralm und Schichthals
1.3.3	Die Gosau-Vorkommen: Pletzachalm und Bayreu- ther Hütte
1.3.3.1	Das Radiolitiden-build up (Radiolites an- geiodes) der Pletzachalm als mud mound im Zusammenhang orogenetischer und paläogeo- graphischer Überlegungen
1.4 .	DIE GOSAU VON BRANDENBERG
1.4.1 1.4.2 1.4.3	Grundlagen: Karten und regionale Literatur . 21 Die klastische Fazies

.

Seite

1.4.3.1 1.4.3.2	Überblick und Paläogeographie 23 Ausgesuchte Faziesbeispiele der terrigen- klastischen – biogen-karbonatischen
	Mischiazies
1.4.3.2.1	Nordhang des Voldöppberges 25
1 4 3 2 3	Nachbargalm und Asabaalm 26
14324	
1 / 2 2	Pudiston-Biolithito
	Die Dechenfeniese Dechenbergen tale (Mill)
1.4.4.4	bach
1.5	DIE GOSAU VON EIBERG
1.5.1	Grundlagen: Karten und regionale Literatur 31
1.5.2	Faziestypen und Paläogeographie der Eiber- ger Gosau
1.6	DIE GOSAUVORKOMMEN DES UNTERTNNTALS
1.6.1	Grundlagen: Karten und regionale Literatur 32
1.6.2	Anmerkungen zu den Gosauvorkommen im Unter-
	inntal bei Kiefersfelden
1.6.3	Die Gosau von Oberaudorf
1.7	DIE GOSAU VON OBERWÖSSEN
1.7.1	Grundlagen: Karten und regionale Literatur 34
1.7.2	wössen
1.8	DIE GOSAUVORKOMMEN UM BAD REICHENHALL UND SALZ-
1.0.1	BURG
1.8.1	Die Gesauwerkommen auf der Minelikum (N. Fe
1.0.2	zies) 35
1.8.2.1	Das Gosauvorkommen am Südabhang des Hoch-
	stauffen
1.8.2.2	Das Gosauvorkommen von Glanegg 36
1.8.2.3	Das Gosauvorkommen von Morzg 37
1.8.2.4	Das Gosauvorkommen von Anif
1.8.2.5	Die Gosau vom Gaisberg
1.8.3	Die Gosauvorkommen auf dem Juvavikum (S-Fa- zies)
1.8.3.1	Die Gosau des Lattengebirgsplateaus 38
18311	Die Transcressionsserie der Basisbrek-
1.0.7.1.1	zien und Fossilschuttkalke
1.8.3.1.2	Der Übergang der Fossilschuttkalke in die mergelige Fazies
1070	Die Gegen der Beiterelbe
1833	Die Gosau des Lattenberges 40
1.8.3.4	Die Gosau am Nordabhang des Untersberges 41
184	Beckenanalyse und Paläogeographie der Gosau-
	vorkommen um Bad Reichenhall und Salzburg 42
1.9	DIE GOSAUVORKOMMEN VOM WOLFGANGSEE
101	Grundlagen. Karten und regionale Literatur 43
1.9.2	Geologisch-tektonischer Überblick 43

onische

Seite

.

•

.

1.9.3	Die grobklastischen Transgressionsserien der Gosau der Gamsfeldmasse (Juvavikum)	44
1.9.4	Die basale Gosauserie der Sparber-Schuppe.	45
1.10	ANMERKUNGEN ZUR GOSAU VOM PASS GSCHÜTT IM W VON GOSAU	46
1.11	ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN DER GEOLOGISCH-FAZIELLEN UNTERSUCHUNGEN IN DEN GOSAU-VORKOMMEN VON DEN LECHTALER ALPEN IM W BIS IN DAS SALZKAMMERGUT IM E MIT SCHWER- PUNKT AUF DEN BASALEN PROFILANTEILEN	48
2. 2.1	BAUXITISCHE ABLAGERUNGEN DER TIEFEN GOSAU FEINKÖRNIGES BAUXITISCHES MATERIAL ALS EINSCHAL- TUNGEN VON SCHLAMMSTRÖMEN (MUD FLOW/COHESIVE DEBRIS FLOW) IN ALLUVIALEN PIEDMONT-FÄCHERN (ALLUVIAL FAN)	50 50
2.1.1	Muttekopf	50
2.1.2	Brandenberg	50
2.1.3		51
2.2	MARTNE TRANSCRESSTONSREFKZIEN	51
2.2	ODANTEADIN UDDEDAGE ITEODALE IND. TAGUNA	-
2.9	BINE KALKSANDE	51
231	Murbiditischer Sandstein	52
2		52
2.4.1	Die Bauxite von Les Baux	52
2.4.2	Die Bauxite von Grossgmain/Lattenberg .	52
2.4.3	Die Bauxite von Unterlaussa	52
2.5	HERKUNDT UND ENTSTEHUNG DER BAUXITE IM ALPIN- MEDITERRANEN RAUM	53.
2.6	HERKUNFT UND ENTSTEHUNG DER ERZKÖRNER	55
2.7	ANALYTISCHE UNTERSUCHUNGEN	56
2.8	PALÄOGEOGRAPHISCHE FOLGERUNGEN HINSICHTLICH DEF UNTERSUCHTEN GOSAUVORKOMMEN	2 57
2.9	ZUSAMMENFASSUNG: BAUXITISCHE ABLAGERUNGEN IN DER GOSAU	59
7	DIE SWEITING DED COCAU IM CDOSSWEIMONISCHEN DAHMEN	60
2.	DIE STELLUNG DER GOSAU IM GROSSTERTONISCHEN RAHMEN	60
3.1	PLATTENTEKTONISCHER UBERBLICK	60
3.2	PLATTENTEKTONISCHE REKONSTRUKTION IN DEN OST- ALPEN IN DER UNTERKREIDE	61
3.3	DAS PROBLEM DES TAUERNZUSCHUBS	63
3.4	DAS ALTALPIDISCHE EREIGNIS UND DESSEN (NEU-)IN- TERPRETATION NACH DEN MODERNEN PLATTENTEKTONI- SCHEN VORSTELLUNGEN	- 64
3.5	DAS PROBLEM DER IN DER KREIDE EXOTIKA-LIEFERN- DEN HERKUNFTSGEBIETE	65
3.5.1	Externe Kristallinliefergebiete	66
3.5.2	Interne Kristallinliefergebiete	67

.

14.1000

.

-		•		
· · ·	-	-	-	-
-	-			μ.
~	÷	-	•	<u> </u>

3.5.3 3.5.4	Kristallinliefergebiete unsicherer Stellung 68 Nicht-Kristallines, Exotisches Geröllmate- rial
3.5.4.1	Externe Liefergebiete von nicht-kristal- linem Geröllmaterial
3.5.4.2	Interne Liefergebiete von nicht-kristal- linem Geröllmaterial
3.6	DIE KONTINUIERLICHE KREIDESEDIMENTATION IM RAH- MEN DER DECKENBILDUNG
3.7	DIE KONTROLLE DES SEDIMENTATIONSGESCHEHENS DURCH EVOLUTIVE OROGENETISCHE PROZESSE ZUR KREIDEZEIT (SCHWERPUNKT: UNTERE OBERKREIDE/GOSAU FORMATION)74
3.8	EIN MODELL ZUR ENTSTEHUNG VON KOMPRESSIVEN TRÖ- GEN MIT SYNOROGENER SEDIMENTATION: DIE INTRAKALK- ALPINEN TRÖGE ALS URSPRUNG UND ZENTRUM DER DEK- KENBILDUNG DURCH UNTERSCHIEBUNG
3.9	ZUSAMMENFASSUNG: DIE STELLUNG DER GOSAU IM GROSS- TEKTONISCHEN RAHMEN
4.	ZUSAMMENFASSUNG
	LITERATURVERZEICHNIS

HE & REPARTMENT - CONTRACTOR STREET, S

.

#### VORWORT

Den Anstoß zu dieser Arbeit erhielt ich von meinem verehrten Doktorvater, Herrn Prof. Dr. D. HERM, der mir einen Arbeitsplatz sowie Literatur aus seiner Privatbibliothek zur Verfügung stellte und neuen Ergebnissen stets ohne Vorbehalte und aufgeschlossen gegenüberstand. Von ihm wurde das Arbeitskonzept übernommen, aus Teilproblemen heraus die Dinge zu einem größeren Ganzen zu fügen.

In allertiefster Dankbarkeit bin ich meinen Eltern verbunden, die mir, mittellos nach der Unterbrechung durch den Militärdienst, hilfreich unter die Arme griffen, mit Rat und Tat beistanden und den Wiedereinstieg in die Geologie ermöglichten. Ihre großzügige und geduldige Unterstützung dauerte weiter an für den Zeitraum der geologischen Grundlagenarbeit, die zahlreiche Geländeaufenthalte, die umfangreiche Probenaufbereitung und ein intensives Literaturstudium umfaßte.

Nur die selbstlose Überlassung eines Kraftfahrzeuges durch Frau U. SCHOLZ gestattete eine Probennahme in der Steiermark und in SE-Frankreich, so daß eine sedimentologisch-fazielle und lagerstättenkundliche Behandlung des Bauxits ermöglicht wurde. Gleichfalls erfolgte durch Frau U. SCHOLZ eine nicht zu unterschätzende moralische Stärkung des Durchhaltewillens.

Herrn Prof. Dr. H. HAGN schulde ich Dank für die Bereitstellung von Vergleichsmaterial aus der Staatssammlung.

Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. R. HÖFLING, der stets hilfsbereit bei mikrofaziellen und paläontologischen Fragestellungen der Gosau zur Seite stand, Literatur zur Verfügung stellte und zu anregenden Diskussionen beitrug. Geduld bei der Schliffdurchsicht von metamorphen und intrusiven Geröllkomponenten bewies Herr Priv.-Doz. Dr. H. HEINISCH, wobei auch allgemeine Spekulationen über die Orogenese nicht zu kurz kamen. Herr Dr. K. WEIDICH übernahm freundlicherweise die Revision ausgesuchten Schliffmaterials und beendete damit manche Unsicherheit in der zeitlichen Einordnung. Geochemische Untersuchungen wurden von Frau G. KLENK mit großer Umsicht und Sachverstand durchgeführt.

Belebende Diskussionen, REM-Aufnahmen und Testmessungen mit dem Mikroanalysensystem ORTEC 5000 verdanke ich Herrn Dr. J. FROH von der TU München. Herr Dr. I. MOUSSAVIAN zeigte großes Interesse am Material der Muttekopfgosau und nahm sich die Zeit, einzelne Algen und Foraminiarten zu benennen.

Herr Prof. Dr. K. WEBER-DIEFENBACH stand mir freundlicherweise für einen Meinungsaustausch zur Verfügung. Für persönliche Angaben über die Kainacher Gosau sowie die Zusendung von Literatur danke ich Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL.

Vereinzelt und fallweise erhielt ich Unterstützung bei der zum größten Teil eigenhändig ausgeführten präparativen und analytischen Aufbereitung des Probenmaterials durch die Herren Dipl.-Geol. J. BEYER, O. EBLI, E. HAUSER, R. KÄPPEL sowie Herrn H.MERTEL, Herr F. HÖCK übernahm die Aufnahme und Entwicklung einiger Photos.

Für geologische Diskussionen allgemeiner Natur, einen regen Gedankenaustausch sowie für die kollegiale und kameradschaftliche Zusammenarbeit standen mir Frau Dipl.-Geol. BARTHELT, die Herren Dipl.-Geol. H. LUDWIG, Dipl.-Geol. G. SCHÖNBERGER, Dipl.-Geol. R. DARGA und Dr. H. MAYR zur Verfügung.

Gemeinsame Geländebegehungen und Diskussionen bestanden mit der Kölner Diplomandengruppe T. EUTEBACH, M. HENNECKE, M. SCHLIERKAMP und R. WAGNER (Betreuung durch Herrn Prof. Dr. H. WOPFNER) im Gebiet des Muttekopfs. Herr Dr. T. STEIGER überließ mir freundlicherweise private Literatur. Nicht zuletzt findet auch die partielle Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft Erwähnung.

## EINLEITUNG

Das Fundament dieser Arbeit beruht auf geologischer Grundlagenarbeit, die den Augenschein im Gelände, die Beprobung, die umfangreiche präparative Aufbereitung des Probenmaterials und letztlich die Erstellung von Profilen mit der Angabe wichtiger sedimentologischer und biofazieller Merkmale beinhaltet. Auf Grund der Detailkenntnisse von vielen einzelnen Gosauvorkommen konnten so wesentliche Gemeinsamkeiten und Übereinstimmungen des sedimentären Geschehens im Rahmen annähernd gleicher tektonisch-struktureller Baupläne herausgearbeitet werden. Nach der Korrelation regionaler Strukturen erfolgt über die Harmonisierung mit überregionalen Bauplänen die Eingliederung in plattentektonisch induzierte Strukturschemata und in ein dynamisches, evolutives Orogenesekonzept. Zur Findung der eigenständigen Identität der "Gosau" war es angebracht, fallweise andere intra- und extrakalkalpine orogene Kreideserien in die Untersuchungen mitaufzunehmen und die Eingebundenheit im großtektonisch-orogenetischen Geschehen zu betrachten. Die auffälligen, lateritischbauxitischen Serien der tiefsten Anteile warden einer sedimentologisch-faziellen und geochemischen Untersuchung unterzogen, wobei auch lagerstättenkundliche Probleme des Bauxits zur Sprache kamen. Spezielle Arbeitsmethoden und nomenklatorische Belange werden entweder in den jeweiligen Kapiteln an Hand von Fallbeispielen erörtert oder als Allgemeinwissen behandelt.

## 1. GEOLOGISCH-FAZIELLE UNTERSUCHUNGEN IN DEN GOSAU-VORKOMMEN VON DEN LECHTALER ALPEN IM W BIS IN DAS SALZKAMMERGUT IM E MIT SCHWERPUNKT AUF DEN BASALEN PROFILANTEILEN.

Es ist die Zielsetzung dieses Kapitels, die Profilentwicklungen in den jeweiligen Gosau-Vorkommen, die heute Erosionsreste darstellen, bereits von der Basis an geologisch-faziell zu untersuchen und so eine Beckenanalyse zu erstellen.

Naturgemäß kann bei der großen Anzahl der Vorkommen nicht jedes Detail Berücksichtigung finden; vielmehr wurde Wert darauf gelegt, die Gosauentwicklungen über ein weites Gebiet zu verfolgen und die Arbeitsergebnisse in "einem Guß" darzustellen, nachdem bisherige Bearbeiter zumeist die Schichtfolge eines Gebietes bzw. eines Gebirgsstocks behandelten, so daß die Vielzahl unterschiedlicher Arbeiten einer homogenen Darstellung im Wege standen.

Die Arbeitsgrundlagen beruhen auf umfangreichen Feldbegehungen, sedimentologisch-faziellen Untersuchungen und nach der Probenaufbereitung auf einer Auswertung des organischen Inhaltes aus dem umfangreichen Schliffmaterial. Da keine Absicht bestand, eine Monographie über Gosau-Fossilien zu erstellen, werden Fossilien oftmals nur auf Familien-Ebene behandelt, zumal sich eine Aufzählung langer Artenlisten einer übersichtlichen Darstellung diametral verhalten hätte.

Zur Charakterisierung und Benennung der sedimentären Gesteinstypen mußten Begriffe aus der Sandstein/Grauwacken-Terminologie in Anlehnung an FOLK (1974) mit der Karbonat-Klassifikation von DUNHAM (1962) vermengt werden, da insbesondere die Karbonatklassifikationen (z.B. FOLK, 1962) sehr eng ausgelegt sind und im Falle einer Mischsedimentation aus biogenen Kalkanteilen und klastischen Einflüssen vom Festland (karbonatische und siliziklastische Anteile) unbedingt um etliche Begriffe erweitert werden müßten. Folgende Begriffe finden im weiteren Verwendung:

LITHOKALKARENIT (in Anlehnung an E. FLÜGEL, 1985): Arenit bestehend aus extraklastischen Karbonatkörnern - z.B. aufgearbeitete Triaskarbonate.

LITHARENIT (in Anlehnung an FOLK, 1974): im Gegensatz zum Lithokalkarenit neben karbonatischen Körnern auch deutliche siliziklastische Anteile

SUBLITHARENIT (in Anlehnung an FOLK, 1974): Arenit mit hohem bis sehr hohem Anteil an detritärem Quarz.

KARBONATKLASSIFIKATION nach DUNHAM (1962): allgemeine Behandlung des Grundmasse -Klastenverhältnisses; ist die Matrix z.B. kein Kalkschlamm, sondern Bauxit/ bauxitischer Pelit lautet die Bezeichnung bauxitischer ..... (z.B. bauxitischer wackestone)

Darüber hinaus erfolgt eine paläogeographische Behandlung der oberkretazischen Gosau-Vorkommen im Zusammenhang mit der Orogenese sowie genetisch verwandten, aber altersunterschiedlichen Kreidevorkommen. Der Orogenese wird am Ende der Arbeit ein eigenes Kapitel gewidmet. Folgende Abkürzungen finden Verwendung:

bb.	=	Abbilaung
ok.	=	Lokalität
	=	Norden
	=	Süden

- = Osten
- W = Westen Bayer. LVA = Bayerisches Landesvermessungsamt Mün-chen
- ÖK = Österreichische Karte
  - = Marginotruncana
  - = Globotruncana

Die Fossilien warden entsprechend ihrer faziellen Bedeutung und Häufigkeit tabellarisch aufgeführt und nicht im natürlichen System.

Μ

G

Е

SCHLÜSSEL ZU SYMBOLEN IN ABBILDUNGEN OHNE GESONDERTE LEGENDE

- 1) Kristallines Grundgebirge und postvariszische Rotliegend-Serien (Verrucano)
- 2) Ozeanische Magmatite
- 3) Basement Trias, Jura, Neokom
- 4) zumeist unreine lateritisch-bauxitische Produkte mit teilweise hohem Silt-, Psammitzuschlag
- 5) Fe-Ooide
- 6) Elockschutt
- 7) Strandgerölle mit Bohrlöchern von Lithophaga alpina
- 8) Feinbrekzie
- 9) Konglomerat, Gerölle
- 10) Parakonglomerat
- 11) Litharenit mit Gerölleinstreuung
- 12) Porphyrgerölle in Abb. 27
- 13) Litharenit
- 14) (Sub-)Litharenit mit Schichtungsgefügen (z.B. planare Laminae, flache Schrägschichtung, Kreuzschichtung/herringbone crossbedding)
- 15) Entwässerungsrisse ( "water escape structures" LOWE, 1975)
- 16) Kalkarenit, litho-, bioklastischer grainstone Zwischenmittel: Sparit
- 17) Plastiklaste + Bioklaste, -morpha
- 18) Siltit, Mergel + kohlige Einschaltungen; oftmals brackisch
- 19) Kalkmergel, wackestone
- 20) unreine Mergel bio-, lithoklastischer wacke/mudstone; Biomikrit
- 21) Verbogene, schichtige Pelit-Resedimentfetzen, -schollen
- 22) Gastropoda, zumeist Cerithiidae und Nerinacea
- 23) Hippuritacea, zumeist Radiolitidae
- 24) Hippuritiden-cluster/-thicket
- 25) Unbestimmbare Bivalven-Fragmente
- 26) Bivalvia, z.B. Cardiidae, Nerineidae, Pectinidae, Arcidae
- 27) Inoceramen-Fragmente
- 28) Korallenstöckchen, z.B. Actinacis multilamellata, Polytremacis partschi
- 29) Einzelkorallen, z.B. Cunnulites sp., Placosmilia sp.
- 30) Cyclostome Bryozoen
- 31) Serpulida
- 32) Irreguläre Seeigel Atelostomata
- 33) Wühl- und Stopfspuren
- 34) Wihl- und Stopfspuren mit fecal pellets
- 35) Cephalopoda Ammonoidea

× × × ... STOP v v v v SSR Do K PR Rect a 0 0 0 Se °°°°°°°° 0.00 ~ C 

## Abb. 1

Geologische Übersichtskarte (in Anlehnung an OBERHAUSER, 1980) mit Angabe der bearbeiteten Cenoman-/Gosauvorkommen.

1) BISCHENALPE;, Cenoman - vgl. Kap. 1.1

2) HOHE LICHT; Gosau - vgl. Kap. 1.1

3) HOLZGAU; Kreide - vgl. Kap. 1.1

4) GRIESBACHALM; Cenoman - vgl. Kap. 1.2.3

5) MUTTEKOPF; Gosau - vgl. Kap. 1.2

6) SONNWENDGEBIRGE; Gosau - vgl. Kap. 1.3

7) BRANDENEBRG; Gosau - vgl. Kap. 1.4

8) EIBERG; Gosau - vgl. Kap. 1.5

9) UNTERINNTAL/KUFSTEIN; Gosau - vgl. Kap. 1.6

10) OBERWÖSSEN; Gosau - vgl. Kap. 1.7

11) REITERALPE; Gosau - vgl. Kap. 1.8.3.2

12) LATTENGEBIRGE; Gosau - vgl. Kap. 1.8.3.1

13) SALZBURG; Walserberg-Serie - vgl. Kap. 1.8.4

14) BAD REICHENHALL/SALZBURG; Gosau - vgl. Kap. 1.8

15) WOLFGANGSEE/MOZARTSTEIG; Cenoman - vgl. Kap. 1.9.2

16) WOLFGANGSEE/WEISSENBACH; Gosau - vgl. Kap. 1.9

17) GOSAU/PASS GSCHUTT; Gosau - vgl. Kap. 1.10



Schürftinge der Arosazane

Gosau

-5

1.1	DIE GOSAU DES HOHEN LICHTS	3
1.1.1	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR	3
1.1.2	DER GEOLOGISCH-TEKTONISCHE RAHMEN DER GOSAU VOM HOHEN LICHT	3
1.1.3	DIE GEOLOGISCH-FAZIELLE ENTWICKLUNG DER GOSAU VOM HOHEN LICHT	3

## 1.1 DIE GOSAU VOM HOHEN LICHT

1.1.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karte: AV-Karte Lechtaler Alpen Westblatt 2/1 1:25 000 Geologische Karten: AMPFERER (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen, Arlberggebiet 1:25 000.

HÜCKEL et al. (1960): Taf. 4)Strukturkarte des Allgäuer Hauptkammes und der Hornbachkette; Taf. 3) Profildarstellung

Literatur: HANIEL (1908, 1911); OBERHAUSER & STOJASPAL (1976); TOLLMANN (1976a:432)

## 1.1.2 DER GEOLOGISCH-TEKTONISCHE RAHMEN DER GOSAU VOM HOHEN LICHT

Die Gosau des Hohen Lichts fällt bei der allgemeinen Betrachtung der umgebenden geologischen Verhältnisse insofern aus dem Rahmen, als im Rücken südlich dieses Gosauvorkommens eine Kreideserie mit cenomanen Anteilen aufscheint. Gewöhnlich sitzt die Gosau als jüngste Kreidebildung auf oder vor den höchsten Deckeneinheiten, wohingegen cenomane Serien in der Regel weiter nördlich auf den tieferen Deckeneinheiten positioniert sind (vgl. Kap. 1.3). Die Gosau des Hohen Lichts bildet eine Doppelmulde am S-Rand der Schuppe des Allgäuer Hauptkemms, die im Rücken von der Ellbogener Schuppe überfahren wird. Diese Schuppe hat für die Entstehung des Gosaubeckens die gleiche Bedeutung wie z.B. hohe und höchste Decken, in deren Vorfeld sich im Zuge steigender Kompression Becken und damit Sedimentationsräume für die oberkretazische Gosau herauskristallisieren. Die Übersichtsskizze Abb. 2 illustriert den geologisch-tektonischen Rahmen im engeren Umfeld des Gosauvorkommens vom Hohen Licht. Zwischen dieser Gosau und dem etwa 5 km in Luftlinie südlich gelegenem Cenomanvorkommen der Bischenalpe bei Steeg befindet sich eine Kreideschieferserie in der Holzgauer Synklinale, die nach W hin ausläuft (vgl. TOLIMANN, 1976 b, Beil. Taf. 4).

In der Holzgauer Mulde gehen die Aptychenschichten bzw. die Aptychenfleckenkalke allmählich in die Kreideschiefer über und reichen stratigraphisch bis in das Alb (HUCKRIEDE, 1958). In diesen Mergeln trifft man wenige, geringmächtige Bänkchen mit turbiditischen (T<sub>c</sub>, T<sub>d</sub>: BOUMA) litharenitischen Sandsteinen eingeschaltet, die überwiegend nicht-karbonatischen Detritus enthalten. Sie nehmen eine hohe Profilposition ein; insgesamt ist das Profil am Höhenbach zwischen Holzgau und der zweiten Brücke über den Höhenbach gut erschlossen.

Das Cenoman der Bischenalpe bei Steeg belegt im Profilabschluß eine grobsiltige/feinsandige Regressionsfazies mit massenhaftem, vermutlich parautochthonem Auftreten von Exogyra columba. Die Profilentwicklung vollzieht sich aus einem konkordanten Übergang der Aptychenschichten in die Kreideschiefer, die gelegentlich sehr bitumenreich sind und endet regressiv mit Feinsanden/Grobsilten. Auch dieses Vorkommen ist rücklings tektonisch eingeschuppt unf wird südlich von der Braunarlspitzschuppe überfahren. Es sei hier der Verdacht geäußert, daß die eingeschuppten, oft silbrig glänzenden und vorzüglich geschieferten Kreideschieferserien hier eine schwache Metamorphose (Archimetamorphose?) erfahren haben, wie sie von KRALIK (1983) vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen etwa im Gebiet des Hochkönigs festgestellt wurde. Nach S ist die Braunarlspitzschuppe eingemuldet und enthält Kreideserien, bevor die Inntaldecke mit der Krabachjoch-Deckscholle als nächst höhere tektonische Stockwerke aufscheint. Südlich dieser "freischwimmenden" Deckeneinheiten haben sich nach HUCKRIEDE (1958) Kreideschiefer mit Anteilen des Unteren Cenomans auf der Almajuralm erhalten.

## 1.1.3 DIE GEOLOGISCH-FAZIELLE ENTWICKLUNG DER GOSAU VOM HOHEN LICHT

Die Doppelmulde mit Gosaukreide befindet sich südlich des Hohen Lichts, baut den scharfen Hochalpgrat auf und zieht sich gut erschlossen hinunter in das Kar der Hochalpe. Zuunterst transgredieren Brekzien und Sandsteine auf ein vorgosauisches Relief von jurassischen Fleckenmergeln. Die grobklastischen Brekzien selbst weisen keinen einheitlichen Charakter auf und lassen sich in folgende Typen klassifizieren: 1) oligomikte Orthobrekzien mit Komponenten der Trias und jurassischer Kieselkalke, auch monomikte Hornsteinbrekzien; 2) mono-/oligomikte Parabrekzien mit reichlich sandigem Zwischenmittel, das be-

- 3 -



## Abb. 2

Der geologisch-tektonische Rahmen der Gosau vom Hohen Licht in der Übersicht. reits marine Bioklasten enthält; 3) westlich unterhalb des Hochalpgrates auf 2260 m NN in situ-Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzien, deren monomiktes Hornsteinmaterial mit den angelaufenen Farben des Eisenoxyds überzogen ist; 4) ebenfalls westlich des Hochalpgrates grobe Brekzien mit pelitischer Matrix, die dem Typus olisthostromatischer Grobklastika angehören, wie sie insbesondere vom Muttekopf (vgl. Kap. 1.2.5.4.4) bekannt sind. Tatsächlich vermittelt ein Großteil der Brekzien den Eindruck, als hätten diese eine Amalgamierung in gravitativen Transportprozessen erfahren. Das Zwischenmittel dieser Brekzien gleicht den Peliten, wie sie in höherer Profilposition auftreten.

- 4 -

Früh kündigt sich mariner Einfluß durch das Auftreten flachmariner Organismen (Rudisten, Korallen, benthonische Foraminiferen und Rotalgen - vgl. Abb. 3 c) an. Sie sind selten isoliert und meist als Fragmente und Blöcke in der Fazies des biogenen Flachwasserkalkes (Rudisten-(Schutt-)Kalke) in der Brekzie vorliegend.Solche Blöcke finden sich verstreut im Bett des Biberbachs. Folgende Rudistenarten konnten bestimmt werden:

> Hippurites (Vaccinites) cornuvaccinum BRONN Hippurites (Vaccinites) oppeli santoniensis KUHN Hippurites (Vaccinites) sulcatus DEFRANCE - bouquetartiger Verband; in Blöcken und in anstehenden Brekzien

Plagioptychus aguilloni d'ORBIGNY - Einzelstück in anstehenden Brekzien

Unterhalb des Hochalpgrates an der Westflanke auf 2270 m NN schalten sich Konglomerate aus hervorragend gerundeten und polierten Hornsteinkalken ein, die mit hoher Wahrscheinlichkeit Strandgerölle oder Produkte eines Deltas repräsentieren (vgl. Abb. 3 c). An keiner Stelle ergaben sich Anhaltspunkte auf exotische Komponenten, die die Fraktion des Grobsandsteins überschritten.

Oberhalb der Hochalphütte nach E auf Höhe 2100 m NN schaltet sich eine Sandsteinlage in die oberen Teile der Basalbrekzie ein, die in dieser Profilposition dem Typ der mass flow-Brekzie entspricht. Auf morphologischen Erhebungen des jurassischen Untergrundes wie z.B. auf Klippen kann die Basalbrekzie lokal auch geringmächtig und sehr sandreich ausgebildet sein (Brekzientyp 2; vgl. Abb. 3 b), wobei bereits unmittelbar über der Transgressionsunterlage im sandigen Zwischenmittel flachmarine Organismen (Squamariaceae) nachgewiesen werden konnten. An die Basalbrekzien schließt sich eine Abfolge massiger kompakter Sandsteine (Litharenite) an, die gelegentlich von pelitischen Bändern unterbrochen werden. Diese Serie entspricht in ihrem faunistischen Inhalt dem litoralen Ablagerungsraum.

> Gastropoda (Trochactaeon aff. sanctaecrucis, Cerithium aff. furcatum); Bivalvia (Pectinidae); Echinodermata; Bryozoa; Protozoa (Rotaliina) Rhodophyta (Squamariaceae; Corallinaceae)

Aus ähnlicher Profilposition meldet HANIEL (1911) folgende Funde:

Turritella (Fittoninna MÜNST.; Cerithium furcatum ZEK.; Cerithium (Pirenella) sociale ZEK.; Actaeon blankenhorni BOEHM.; Laxispira trochleata J. BOEHM; Gryphaea vesicularis LAM.; Janira quadricostata SOW.; Astarte similis MÜNST.; Astarte subsimilis Boehm.?;Nucula subredempta Boehm ?; Serpula subtorquata MÜNST.; Einzelkorallen (Trochosmilia); baumförmige, ästige Korallen (ähnlich Cerioporiden).

Mit steigender Profilhöhe lösen Kalkmergel und Siltite (lithoklastischer wackestone) die Sandsteine ab, werden jedoch immer wieder von turbiditischen Sandsteinbänkchen und feinbrekziösen Lagen unterbrochen. Diese grauen eintönigen Pelite bilden kompakte Bänke und ähneln oberflächlich den Zementmergeln von Eiberg/Kufstein. Auf Grund des Auftretens folgender Globotruncanen: M. coronata, M. marginata/G. bulloides, M. pseudolinneiana, M. tricarinata, M. angusticarinata (freundl. mündl. Mitt. v. Dr. K. F. WEIDICH), G. linneiana ergibt sich insbesondere durch M. angusticarinata ein Alter von (Ob.-)Coniac. Der Schwerpunkt des Gosauprofils vom Hohen Licht dürfte sich im Zeitbereich Ob.-Coniac - Santon bewegen. Wie hoch das Profil stratigraphisch genau reicht, kann hier nicht entschieden werden. Abb. 3

Lok.: die Profilentwicklung der Gosau vom Hohen Licht in der Übersicht.

Die linke Darstellung 3 C illustriert amalgamierte grobklastische Brekzien, die Blöcke von Rudisten-(Schutt-)Kalken, aber auch isolierte Faunenelemente in sich bergen. In diese Brekzien schalten sich auch kurzfristig Konglomerate mit wohlgerundeten Hornsteingeröllen (Strandgerölle, Deltabildungen?) ein.

Die mittlere Kolumne 3 B deutet matrixreiche (Litharenit) Brekzien auf morphologischen Hochlagen (Klippen) an.

Das rechte Säulenprofil 3 A gibt die gesamte Profilabfolge von der Basisbrekzie über kompakte Sandsteine bis zur mergeligen Fazies schematisch wieder.

Charakteristische sedimentologische und biofazielle Merkmale wurden an die Profilsäulen 3 A und 3 C tabellarisch angetragen.



1.2	DIE MUTTEKOPF-GOSAU
1.2.1	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR
1.2.2	LITHOLOGISCHE ASPEKTE DER MUTTEKOPF-GOSAU
1.2.3	DAS CENOMAN DER GRIESBACHALM
1.2.4	FOSSILFUNDPUNKTE UND FOSSILIEN DER MUTTEKOPF-GOSAU
1.2.5	DIE SEDIMENTOLOGIE DES MUTTEKOPFS 10
1.2.5.1	SEDIMENTE DES ALLUVIALEN FÄCHERS
1.2.5.2	DIE GEOLOGISCH-FAZIELLE ENTWICKLUNG DER MUTTEKOPF-GOSAU IM ÜBERBLICK . 11
1.2.9.9	KLASTISCHEN GESTEINE
1.2.5.4	DIE EINZELNEN MASSENTRANSPORTPROZESSE UND IHRE CHARAKTERISTISCHEN
	ELEMENTE
1.2.5.4.1	TRÜBESTRÖME
1.2.5.4.2	MASS FLOW
1.2.5.4.4	
1255	
1.2.00	NOMENKLATORISCHEM SCHLÜSSEL NACH VERSCHIEDENEN AUTOREN
1.2.6	ERLÄUTERUNGEN ZU DEN ABBILDUNGEN 5 - 16

- 5 -

1.2 DIE MUTTEKOPF-GOSAU

## 1.2.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karten:	AV-Karte Lechtaler Alpen: Muttekopf und Heiterwand - vergriffen.
	AV-Karte Lechtaler Alpen: Parseierspitze 3/3 1:25 000.
	ÖK-115 Reutte 1:25 000 (Kartenaufnahme 1:50 000)
	ÖK-145 Imst 1:25 000 (Kartenaufnahme 1:50 000)
Geologische Karten:	AMPFERER (1932) Geologische Karte der Lechtaler Alpen, Heiterwand und Muttekopfgebiet 1:25 000
	Geologische Karte der Lechtaler Alpen, Parseierspitz-Gruppe 1:25 000

Literatur: AMPFERER & OHNESORGE (1909); AMPFERER (1912, 1930, 1932); SANDER (1917); WOPFNER (1954); TOLLMANN (1976a:432); OBERHAUSER (1980).

## 1.2.2 LITHOLOGISCHE ASPEKTE DER MUTTEKOPF-GOSAU

Eine zentrale Rolle bei der Bearbeitung von Gosaugeröllen spielt die lithologische Zusammensetzung der Geröllvölker. Danach schließt sich sogleich die Frage nach der Herkunft und dem Ursprung dieaer Gesteine an. Neben der lithologischen Besonderheit der zumeist niedrig metamorphen Quarze, Quarzite, Porphyrvarietäten und basischen Vulkanite fiel bereits AMPFE-RER (1916a) die Modellierung dieser Komponenten (u.a. Windkanter) auf, die nicht nur wegen ihrer stofflichen Zusammensetzung, sondern auch auf Grund der wohlgerundeten Gestalt neben dem oft sehr eckigen Stückgut des aufgearbeiteten Kalkalpins als Exotika die Aufmerksamkeit auf sich lenken. Vom sedimentologischen Standpunkt ist ein Großteil dieser Geröllvölker einfach als Restschotter zu bezeichnen, die den vielfältigen Einflüssen des Transports, der Umlagerung und dem Verbleib in Bodenhorizonten (lateritische Verwitterung) ausgesetzt waren. In der Muttekopf-Gosau kommen Exotika sowohl als gutgerundete Gerölle als auch als eckige Fragmente in den unterschiedlichsten Größen vor (Verrucano? bis Kleinwagengröße im Olisthostrom Nr. 6).

Dies ist auch vereinbar mit der sedimentologischen Eigenart der Muttekopf-Gosau, die hauptsächlich von Turbiditen und Olisthostromen dominiert wird. Gravitative Massentransportprozesse sind in der Lage, jedes Material aus den unterschiedlichsten Umlagerungsräumen (z.B. ehemalige Deltaablagerungen) in einen neuen Depot-Raum zu verfrachten.

In nachfolgender Tabelle erfolgt eine knappe Aufzählung der bisher in der Literatur beschriebenen Gesteine aus der Muttekopf-Gosau.

Tab.	1	LITHOLOGISCHE	ZUSAMMENSETZUNG	VON	KOMPONENTEN	AUS	DER	MUTTEKOPF_GOSAU	NACH	VERSCHIE-
		DENEN AUTOREN								

MPFERER	(1912):	KALKALPIN: Raibler Oolith; Hauptdolomitschutt; Asphaltschiefer; Plattenkalk;
	:294	Kössener Kalke; rote Liaskalke; Liasfleckenmergel; oberjurassische Horn-
		steinkalke; Aptychenkalke;

- (:295): GRAUWACKENSCHIEFER: Quarzkörner Grauwacke; Quarz-Feldspatkörnchen Grauwacke; Feldspat-Quarzkörnchen Grauwacke; Quarz-Plagioklaskörnchen Grauwacke;
- (:295): DIABASSCHIEFER: Albit-Chloritschiefer; Albit-Kalzitschiefer; Plagioklas-Chloritschiefer; Chloritschiefer mit Albit; chloritführender Karbonat-Albitschiefer:
- (:296): QUARZPORPHYRE: Quarzporphyr mit ursprünglich mikrofelsitischer Grundmasse; Quarzporphyr mit fluidaler, ursprünglich wohl mikrofelsitischer Grundmasse; Porphyr-Porphyrit, Orthoklas und Plagioklas als Einsprenglinge; Quarzpor-phyrtuffschiefer; Quarzporphyrschiefer;
- (:294): KRISTALLIN: 2 Gneisgerölle

SANDER (1917): (:138) KRISTALLIN, Muskowitgranitgneise, Chloritphyllite, zerquetschte DIABASE QUARZSANDSTEINE ARKOSEN in tektonischer Fazies PORPHYROIDE, durchbewegt, mit erkennbaren Korrosionsquarzen QUARZPORPHYR einige ARKOSEN und KALKARKOSEN

# WOPFNER (1954): (50 ff): UNTERER SEDIMENTKOMPLEX

Quarzporphyr; Felsit; Quarz-freier Porphyr, stark zersetzt; Grünschlefer (vermutlich verschiefertes Ganggestein); Grünschiefer (Plagioklas-Chlorit-schiefer); Chlorit-Serizitphyllit in tektonischer Fazies; Serizitphyllit in tektonischer Fazies; Chloritguarzit in tektonischer Fazies; Graphitguarzit; Quarzit und Quarzitmylonit; Plagioklas-Turmalinquarzit; Pegmatitquarz;

(55 ff): OBERER SEDIMENTKOMPLEX

Niedermetamorpher Quarzsandstein; Graphit-Arkosesandstein grobkörnig und feinkörnig; Muskowit-Biotit-Granitgneis; Hellglimmergneis; umgewandeltes basisches Ergußgestein (Grünschiefer); Serizit-Chloritschiefer (Grünschiefer); Serizit-Chloritquarzit; Chloritquarzit, Verrucano-Buntsandstein.

Da neben den nicht-sedimentären Exotika auch sedimentäre Exotika wie jurassische Flachwasserkalke (Typ Sulzfluhkalk) und Urgongerölle von großer paläogeographischer Bedeutung sind, wurde nach derartigen Geröllen Ausschau gehalten und daraufhin resedimentierte (Fein-)Brekzien und Psammite untersucht, auch wenn sie dem Phänotyp einer klastischen Verrucanoserie entsprachen. Dabei ergab sich folgender, interessanter Befund, daß in einer erzimprägnierten, düster roten Brekzie ein Radiolaritgeröll mit einer hydrothermalen Kluftverfüllung, Metasiltsteine, ein quarzitischer Gneis (freundl. mündl. Mitt. v. Priv. Doz. Dr. HEINISCH), neben dem Hauptanteil an Quarzen, die alle Deformationsstadien wie auch shearbands aufweisen, angetroffen wurden. Mit der Diagnose eines eindeutigen Radiolarits aus dem alpinen Mesozoikum (Jura/Unterkreide?) ist die resedimentierte Brekzie keinesfalls mehr dem Verrucano zuzuordnen. Die intensive Einfärbung durch Erzlösungen (vgl. Bauxit in der Gosau !) läßt auf eine subaerische Exposition schließen, unter der sich vermutlich auch die Komponenten unterschiedlichen Rundungsgrades zu dieser Brekzie formierten. Zwanglos lassen sich die Quarze und quarzitischen Typen aus abgetragenen Verrucanoarealen beziehen. Tatsächlich sind mesozoische Radiolarite wie auch andere Juragesteine in der Muttekopf-Gosau nicht selten, wobei vielfach im Inneren der Radiolarite Zonen und Höfe intensiver Erzimprägnierung, aber auch Auslöschungsphänomene zu beobachten sind, wenn diese eine intensive tektonische Belastung erfahren haben. Ein unreifer Metagrauwackensandstein entspricht nach Priv. Doz. Dr. HEINISCH (freundl. mündl. Mitt.) durchaus Varietäten aus den Wildschönauer Schiefern (Grauwackenzone). Bedeutsam für paläogeographische Überlegungen ist der Fund eines grobkörnigen, plagioklasreichen Gabbro, auf den später noch eingegangen werden soll.

#### DAS CENOMAN DER GRIESBACHAIM (Abb. 4) 1.2.3

Topographische Karte: AV-Karte 3/3 Lechtaler Alpen Parseierspitze 1:25 000. Geologische Karte: AMPFERER (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen Parseierspitz-Gruppe 1:25 000.

Literatur: AMPFERER (1932:30): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. Um zu eruieren, aus welchem Großraum und welchen Richtungen der exotische Detritus abzuleiten ist, empfiehlt es sich, entweder benachbarte Gosau-Vorkommen oder auch zeitlich verschiedene

## Abb. 4 Lok.: Die Cenomanmulde der Griesbachalm

Die Darstellung illustriert in der Übersicht die fazielle Entwicklung der Cenomanmergel, die konkordant von den Aptychenschichten überleiten, mit den wesentlichen faunistischen und lithologischen Merkmalen.

Der geologische Rahmen des Cenomanvorkommens und die Eingebundenheit in den kalkalpinen Deckenbau wird schematisch aufgezeigt und der Muttekopf-Gosau vergleichend gegenübergestellt.



Kreidevorkommen idealerweise jeweils in nördlicher wie auch in südlicher Position der Muttekopf-Gosau auf Analogien im lithologischen Bestand und auf genetische Beziehungen zu untersuchen.

Tatsächlich wird der Geologe, der diese Thematik vor Augen hat, nur wenige km in NW-Richtung vom Muttekopf entfernt, durch das Aufscheinen einer Cenomanmulde auf der Griesbachalm in der Nähe von Elbingenalp rasch fündig.

Die besondere geologische Situation dieses schon seit AMPFERER (1932:30) bekannten Vorkommens zeichnet sich aus durch 1) die Randlage der Cenomanmulde auf der Lachtaldecke zur nächsthöheren Deckeneinheit, der Inntaldecke (ähnlich der Entwicklung der Muttekopfgosau im Vorfeld der Krabachjoch-Decke); 2) durch die räumliche Nachbarschaft der Cenomanmulde zur Muttekopf-Gosau auf der Inntaldecke; 3) durch die Sedimentologie der Kreideschichten (konkordante Entwicklung der Cenoman-Mergel aus den Neokom-Aptychenschichten)<sup>+)</sup>, die aus den noch eintönigen Cenomanmergeln einen geringmächtigen Übergang in eine turbiditisch kontrollierte Fazies entwickeln, bevor sich massige Schuttströme (Olisthostrom, debris flow) mit flachmarinen, regressiven Faunen- und Florenelementen auch mit erosiver Kraft über und in diese Serien legen. Insgesamt ergibt sich das Bild einer progradierenden Faziesentwicklung aus dem ruhigen, hochmarinen Milieu in den Einflußbereich von zunächst feinkörnigen Turbiditen und später massigen, gravitativ verfrachteten, (grob-)klastischen Serien, die aufgearbeitete Cenomanmergel in sich bergen (bemüht man das fan-Modell, rücken die höchsten mass flow-Serien in den Einflußbereich des mid/upper fan vor - bezieht man sich auf den genetischen Ursprung eines Olisthostroms, so ist eine fan-Assoziation nicht notwendig). Nicht zuletzt fallen die 4) lithologischen Aspekte auf, die enge Beziehungen zur Muttekopf-Gosau knüpfen.

Folgende Gesteinstypen wurden teils in Zusammenarbeit mit Priv-Doz. Dr. HEINISCH bestimmt: Elemente der kalkalpinen Trias, u.a. Rät-Kalke; Radiolarit; Aptychen-Schichten; Quarze mit polygonalen Pflastergefügen, kaltdeformierte, undulöse Quarze (bis hin zur duktilen Verformung); Quarzmylonite; Metaquarzsandsteine; Quarzporphyr; subvulkanische Ganggesteine wie Andesite bis Trachyandesite mit reichlich Feldspat und wenigen maßischen Anteilen. Diese (Trachy-)Andesite fallen deshalb auf, weil in der jüngeren Muttekopf-Gosau ähnliche Gesteine, jedoch basischer und aus tieferen Niveaus in Gestalt des Gabbro anzutreffen sind. Wenn zu cenomaner Zeit unterschiedlichste Quarzvarietäten und (Trachy-)Andesite mit Schuttströmen (Olisthostrom, debris flow) auf die Lechtal-Decke angeliefert werden, und außerdem zur Gosauzeit ebenfalls diese Quarze in Massen und dabei Vulkanite aus tieferen Niveaus als die Trachy-/ Andesite im Zeitraum fortschreitender Erosionstätigkeit im Liefergebiet als Gabbro auf die Inntal-Decke (im Vorfeld der Krabachjoch-Decke) mit Hilfe von Schuttströmen (Olisthostrome, debris flows) transportiert werden, dann beschickt beide Kreidevorkommen ein gemeinsames Liefergebiet. Da in der Muttekopf-Gosau keine Unter-/Mittelkreide nachgewiesen werden konnte (auch nicht als Gerölle) und die Kreidevorkommen nach S im allgemeinen jünger werden wie z.B. das Gosauvorkommen bei Kainach auf dem Grazer Paläozoikum mit untercampanem Alter (KAUMANN, 1962; EBNER 1983; FLÜGEL, H., 1983; GOLLNER et al. 1983), das zudem frei von echtem Kristallin ist, kenn in diesem Fall eigentlich nur eine Beschickung aus nördlichen Richtungen in Frage kommen.

Bei den geologischen Verhältnissen auf der Griesbachalm bot sich an, der Frage nachzugehen, ob die Überschiebungsbahn zwischen Lechtal- und Inntal-Decke als Lieferant der Exotika in Betracht zu ziehen ist, die in der Form eines Förderbandes exotische Schürflinge aus dem Untergrund der Kalkalpen an die Oberfläche schleppt. Diese theoretisch einleuchtende Möglichkeit muß in diesem Fall ausgeschlossen werden (z.B. im Gegensatz zur Mohnenfluhbrekzie), da bis auf wenige Quarzkörner und Phyllitflatschen keine metamorphen und kristallinen Anteile nachzuweisen sind. Da die Überschiebungsbahn innerhalb durchbewegter Aptychenschichten verläuft, sind kleine Quarzkörner sedimentären Ursprungs in Jura/Unterkreideschichten nichts Auffälliges und keinesfalls als Indiz für die Lieferquelle gewaltiger Massen (grob-)klastischer Exotika zu werten. Die Phyllitflatschen sind aus den Aptychenschichten selbst zu bezie-

+) vgl. dazu die konkordante Entwicklung der Abfolge: Aptychenkalk (inkl. Neokom) - Übergangsschichten (Apt/tieferes Alb) - Kreideschiefer (Alb) - Schiefer mit Rotalipora appenninica (Cenoman) in den Lechtaler Alpen bei Kaisers und Holzgau (HUCKRIEDE, 1958).

- 7 -

hen, da Auslöschungsphänomene insbesondere bei Sedimenten mit biogenem Kieselsäureanteil selbst bei Radilolaritgeröllen und bei gestreßten Neokom-Aptychenschichten entlang mikroskopischer Scherzonen keine außergewöhnliche Besonderheit darstellen.

Mit diesen Fakten ist der Spielraum an Lösungsmöglichkeiten soweit eingegrenzt, daß manche der großräumigen Modellvorstellungen von OBERHAUSER (1968, 1980) und FRISCH (1976, 1977, 1979, 1980, 1981) und FAUPL (1978) auch auf engstem Raume nachvollzogen werden können (vgl. Kap.3).

Eine enge Beziehung der Serie der Lechtaler Kreideschiefer/Cenomanmergel/klastischen Cenomans mit den Kreideschichten vom Kalkalpen-Nordrand kann nach GAUPP (1980) nicht festgestellt werden. Da GAUPP (1980) diese Serie weder aus der Literatur, noch aus eigener Anschauung kennt, müssen paläogeographische Schlußfolgerungen für das Gebiet der südlichen Lechtaldecke unrichtig sein. Möglicherweise läßt sich das Dach der Cenomanmergel (= Olisthostrom) mit den Losensteiner Schichten am Kalkalpen-Nordrand vergleichen. Die ebenfalls Exotika-führenden Oberen Branderfleckschichten sind wohl eher mit der Gosau in Beziehung zu setzen.

## 1.2.4 FOSSILFUNDPUNKTE UND FOSSILIEN IN DER GOSAU DES MUTTEKOPFS (Abb. 16; Taf. 1, Tab. 2)

Obwohl bislang alle Gosauvorkommen gerade wegen ihres Fossilreichtums schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich zogen (z.B. BOHADSCH, 1782), galt der Muttekopf bislang als eine nahezu sterile Oberkreideserie. In der Tat sind Fossilfundpunkte - gleich ob Mikro- oder Makrofauna - immer noch eher die Ausnahmeerscheinung. Entscheidend ist die Tatsache, daß Fossilien immer nur in Abhängigkeit von bestimmten Faziestypen angetroffen wurden. Einen besonders "ergiebigen" Horizont stellen gelblich anwitternde mergelige Kalksende (lithoklastischer wacke-/packstone mit + Bioklasten) in auffällig kompakten, dicken Bänken dar, die als litorale Fazies mit parautochthoner Fauna zwischen Inoceramenmergeln des tieferen Wassers und den terrestrischen (Grob-)Klastika vermitteln. Eine solche Situation liegt im westlichen Gebiet der Plattstein-Wiesen vor. An Störungen abgesetzt oder durch Einschnitte mehrmals aufgeschlossen, tritt diese Fazies in den Gräben zwischen 1850-2100 m NN (z.B. im Plattigbachl), in der weiteren Umgebung der in der geologischen Karte von AMPFERER (1932) eingetragenen Inoceramenfundstelle zutage. In diesem Areal konnten auf Grund erster Andeutungen durch Herrn cand.geol. T. EUTEBACH doch einige Gosau-typische Fossilien geborgen werden. Innerhalb weniger Profilmeter vollzieht sich der Übergang in die grauen Mergel (litho-/bioklastischer wackestone) des tieferen Wassers mit Inoceramen, Ammoniten und Globotruncanen, so daß die Fossilien aus beiden Faziesbereichen in einer Fossilliste und einem Fundort (Fl) aufgeführt werden (vgl.Taf.1):

CNIDARIA: Anthozoa (Peplosmilia aff. latona) (cf. Phyllosmilia) (cf. Cyclophyllopsis) (Cunnulites sp.) BIVALVIA: Hippuritacea (Pagioptychus aguilloni) Ostreacea Inoceramidae (Inoceramus undulatoplicatus) Mytilidae (Lithophaga alpina) ECHINODERMATA: Echinoidea: Atelostomata GASTROPODA: Cerithiacea (cf. Turritella sp.) (Cerithium sp.) "Mikrogastropoden" in einem Protointraklast CEPHALOPODA: Ammonoidea (Gaudryceras mite) Fecal pellets: produzierende Organismen unbekannt PROTOZOA: Miliolacea Textulariina Textulariidae (Textularia sp.) Rotaliina Rotaliacea (Rotalia sp.) Globotruncanidae (G. linneiana) G. bulloides) (M. tricarinata) (cf. M. Pseudolinneiana e. gr. G. lapparenti)

Eine fast identische Faziesentwicklung und Lithologie wie im Platteingebiet präsentiert sich auf der östlichen Fundeisalm, unterhalb der Kübelwände zwischen 2100 und 2200 m NN nördlich der Störung des Oberen Fundeisbachs mit kompakten gelblich anwitternden Kalkareniten (lithoklastischer wacke-/packstone mit <u>+</u> Bioklasten), die wie im Gebiet von Plattein angebohrte Strandgerölle (Lithophaga alpina) und eckige Gesteinsfragmente aus der kalkalpinen Trias enthalten. Auch hier vollzieht sich ein rascher Übergang (etwa 10 Profilmeter) in die Ino-

- 8 -

## TAFEL 1) Fossilfundpunkt Fl

- A) cf. Turritella sp., 6 cm, Schalensubstanz schraffiert
- B) Cerithium sp. 4 cm, Schalensubstanz schraffiert
- C) Plagioptychus aguilloni, 3,5 cm, Schalensubstanz schwarz
- D) Peplosmilia aff. latona, 15 mm, Kelchwandung und Septalapparat schwarz ausgezeichnet
- E) angebohrtes Strandgeröll (9 cm) (endolithische Cyanobakterien, Lithophaga alpina) Bohrlöcher und Mikritsäume schwarz
- F) Gaudryceras mite, 4,5 cm (Bruchstück)
- G) Globotruncana linneiana, 0,5 mm, in lithoklastischen wackestone, Schalensubstanz schraffiert, kalkalpine Extraklasten (Psammit-/Grobsiltitfraktion schwarz)



ceramenmergel (bio-/lithoklastischer wackestone) des tieferen Wassers. Diese Fundstelle F2 enthält folgende Fauna:

BIVALVIA: Ostreacea Inoceramidae Mytilitidae (Lithophaga alpina) ECHINODERMATA: Echinoidea, Atelostomata GASTROPODA: Cerithiaces (Cerithium sp.) Fecal pellets: produzierende Organismen unbekannt PROTOZOA: Rotaliina Rotaliacea Globotruncanidae (G. linneiana) (M. pseudolinneiana) (M. tricarinata)

Für die Fossilfundpunkte Plattein Fl und Fundseisalm F2 kann die Altersangabe auf die Zeit Ob.-Coniac - Unt. Santon eingeengt werden, da die gelegentlich reiche Planktonfauna keine 1-kieligen Formen enthält (freundl. mündl. Mittlg. v. Dr. K. F. WEIDICH).

Die weiteren Fundpunkte sind an den "Oberen Sedimentkomplex" (WOPFNER, 1954) gebunden, dessen tiefe Anteile das Olisthostrom Nr. 6 aufbauen und das zum Hangenden von mass flow-Ablagerungen, Turbiditen und Siltiten abgelöst wird. Für den Oberen Sedimentkomplex ergibt sich auf Grund nachgewiesener Globigerinen ein Ob.-Maastricht/Alttertiär-Alter, wenngleich umgelagerte, oberkretazische Globotruncanen nicht selten anzutreffen sind. Fundpunkt F3 entstammt einer

tiefen Position, noch unterhalb des Olisthostroms Nr. 6 und ist stratigraphisch zwischen höchsten Anteilen des "Unteren Sedimentkomplexes" (WOPFNER, 1954) und den basalen turbiditischen Anteilen des "Oberen Sedimentkomplexes" einzuordnen. In den (Grob-)Psammiten fanden sich folgende Formeni

CNIDARIA:	Anthozoa (Fragmente von Korallenstöckchen)
PROTOZOA:	Rotaliina Orbitoidacea (Orbitoides sp., Lepidorbitoides sp.) Rotaliacea (Siderolites sp.) Textulariina Textulariidae
	Globigerinidae (mergelige Resedimente (Platiklaste) mit alttertiären (?) Globigerinen)
RHODOPHYTA:	Corallinaceae (Lithothamnium sp.)

(Paraphyllum cf. amphiroeformae)

Olisthostrom Nr. 6 birgt in sich ein Sammelsurium an unterschiedlichsten resedimentierten Mergelfragmenten, die zudem durch ihre Farbenvielfalt auffallen. Einen interessanten Faziestyp hieraus vertritt eine kleinere rote Mergelscholle in der (hemi-)pelagischen Fazies der stratigraphisch tieferen Nierentaler Schichten bzw. der Couches Rouges mit G. linneiana und M. tricarinata (F4), deren Auftreten einen Altersbereich Ob.-Coniac - Unt. Santon anzeigt, obwohl dem Olisthostrom Nr. 6 insgesamt ein alttertiäres Alter zukommt.

De die Olisthostrome in der Lage sind, auch Strecken von wenigen Zehner Kilometern (vgl. Kap. 1.2.5.4.4) zu überbrücken und die Distanzen im verhaltenen Kriechtempo oftmals innerhalb langer geologischer Zeiträume zurücklegen, muß auch in Betracht gezogen werden, daß ein Teil dieser Mergelfragmente nicht dem unmittelbaren Ablagerungsraum des Gosaubeckens entstammt, sondern Olisthostrome diese als Frachtgut gleich dem exotischen Detritus aus ferneren mobilen Sedimentationsräumen solange mitschleppen, bis die labile Sedimentmasse endlich zur Ruhe kommt.

Der Obere Sedimentkomplex schließt mit dem Dach des "Orbitoiden-Lithothamnium-Sandsteins" ab, dessen Gehalt an Fossilieh bereits WOPFNER (1954) durch die charakteristische Namensgebung zum Ausdruck brachte. Es ergab sich folgendes Fossilinhalt (F5) (einige Arten nach freundl. mündl. Mittlg. v. Dr. I. MOUSSAVIAN):

BIVALVIA: Hippuritacea ECHINODERMATA CNIDARIA: Anthozoa BRYOZOA: Cyclostomata PROTOZOA: Rotaliina Orbitoidacea (Orbitoides sp.) (Lepidorbitoides sp.) Nodosariacea (Planorbuline cretae) Rotaliacea (Siderolites sp.) Miliolacea Textulariina Textulariidae (Textularia sp.) Lituolidae (Haddonia sp.) Globotruncanidae (G. elevata/stuartiformis) - umgelagerte Formen

- 9 -

Globigerinidae in Resedimenten (Plastiklaste) RHODOPHYTA: Corallinacea (Lithothamnium andrusovum) Lithothamnium cuvielleri Archaeolithothamnium sp.) (Mesophyllum sp.)

#### 1.2.5 DIE SEDIMENTOLOGIE DER MUTTEKOPF-GOSAU

Anteilsmäßig nehmen in der Muttekopf-Gosau gravitativ verfrachtete Sedimenttypen eine dominierende Stellung ein. Bereits subaerisch unterliegen die tieferen Anteile der alluvialen Fächerentwicklung im Plattein-Gebiet gravitativen Massentransportprozessen, obgleich schon die basalen Gosauserien der monomikten Verwitterungs- und Hangschuttbrekzien ebenfalls diesem Transport zuzurechnen sind. So wichtig die Fazies der Ortho- und Parakonglomerate, die ein mögliches Delte andeuten, und die litorale Fazies der mergeligen Kalkarenite mit den faunistischen Elementen des Flachwassers auch sind, nimmt sich doch ihr Erscheinen im Gelände sehr bescheiden aus. Die subaquatische Sedimentation wird kontrolliert durch eine im weitesten Sinne turbiditische Sedimentation und durch Olisthostrome.

#### 1.2.5.1 SEDIMENTE DES ALLUVIALEN FÄCHERS (alluvial fan)

Im Gebiet der Plattein-Wiesen dokumentiert sich das Einsetzen der Ob.-Kreide-Sedimentation mit monomikten, eckigen, dolomitischen in situ-Verwitterungsbrekzien/Hangschuttbrekzien, deren Ubergang in die Hauptdolomitbasis eine allmähliche ist. Diese Basalbildungen werden ziemlich abrupt von rötlichen Brekzien, Fanglomeraten und Konglomeraten abgelöst, deren Einfärbung das bauxitisch-siltige, gelegentlich auch bauxitisch-tonige Zwischenmittel der zumeist komponentengestützten Grobklastika verursacht. Der Anteil echten Bauxits ist gering, dabei überwiegt bei weitem der dolomitische Silt (bauxitischer packstone/bauxitische Mikrobrekzie). Die fast durchwegs massigen Bänke lassen nur selten interne Gefügemerkmale wie parallele, flache Schräg- und Kreuzschichtung (u.a. ein Beispiel von herringbone crossbedding auf 5 m innerhalb bauxitischer Feinkiese) erkennen (vgl. HOOKE, 1967; Bull. 1972; NILSEN, 1982; BALLANCE, 1984). Die Ablagerung der mono-Aoligo-)mikten Brekzien und Fanglomerate aus kalkalpinem Schutt vollzog sich im Sedimentationsraum alluvialer (Piedmont-)Fächer (alluvial fan). Den Abschluß dieser Serien bilden Konglomerate mit + sandreicher Matrix, deren Absatz im strömenden Wasser high-gradient braided stream / Scott-Typ (MIALL, 1977) - diskutierbar wäre. Die Megasequenz ist durch Retrogradation (NILSEN, 1982) der mehr distalen Fazies (sandige Konglomerate) über die proximale Piedmont-Fächerentwicklung (bauxitisch eingefärbte Brekzien/Fanglomerate) gekennzeichnet. "Fan sequences consist of mixtures of stream flow deposits, debris flow and related deposits and landslide deposits" (NILSEN, 1982: 84). AMPFERER (1930) und WOPFNER (1954: 71) interpretieren die gesamte Serie als fluviatile Bildungen. Ein Großteil dieser grobklastischen Sedimente des alluvialen Fächers unterlag besonders in den unteren und mittleren Profilteilen den gravitativen Transportprozessen des subaerischen debris flow.

Schon ein geringer Zuschlag von Ton und ein kleiner Anteil Wasser setzen die Fließfestigkeit und die innere Reibung (Schmiermitteleffekt durch den Ton) so weit herab, daß ein Fließen selbst auf geringen Hangneigungen möglich wird (RODINE & JOHNSON, 1976). Große Klasten erhalten Auftrieb durch das umgebende Geröll-Ton-Wasser-Gemisch, dessen Dichte nur unwesentlich geringer ist als das der als Geröllfracht beteiligten Festgesteine (RODINE & JOHNSON, 1976; LOWE. 1982). HAMPTON (1972) geht sogar so weit, daß er die Kinematik und die physikalischen Parameter eines subaerischen debris flow in Analogie zum subaguatischen debris flow stellt. Die Rheologie des plastisch-viskosen Modells im debris flow setzt sich aus der Coulomb-Gleichung und dem Newton'schen viskosen Modell zusammen:

T

С

 $T = C + G_{\mu} \tan \phi + \mu \frac{du}{dy}$ (IOWE, 1979)

- Scherspannung
- Kohäsion
- Gru normale Spannung
  - Winkel der inneren Reibung Viskosität
- dudy Geschwindigkeitsgradient

Wenn der Schutt am Fließen ist, produzieren die festen Komponenten innerhalb des Flusses bei gegenseitigen Kornkollisionen (gerade bei geringen Tongehalten) einen disperiven Druck

(BAGNOLD, 1956), der dazu beiträgt, die Komponenten abzustützen. Eine Ablagerung des Schutts (debris) findet statt, wenn die innere Reibung den Fließvorgang zum Erliegen bringt("frictional freezing" - LOWE, 1982). Dieses "Einfrieren" durch die Reibung erklärt auch den Mangel an Gefügen innerhalb dieser Sedimentpakete.

Die kritische Dichte des Schutts, bei welcher dieser ins Fließen gerät, variiert direkt mit der Festigkeit und umgekehrt mit der Dichte und dem Hangneigungswinkel (HAMPTON, 1972).

 $\gamma_c = \frac{K}{\gamma \sin \delta}$ 

 $V_{c}$  = kritische Dicke des Schutts K = Fließfestigkeit  $\delta$  = Dichte  $\delta$  = Hangneigungswinkel

## 1.2.5.2 DIE GEOLOGISCH-FAZIELLE ENTWICKLUNG DER MUTTEKOPF-GOSAU IM ÜBERBLICK

An die großenteils gravitativ verfrachteten, roten Brekzien/Fanglomerate (inner fan-Komplex) schließen sich massige Konglomerate mit mehr oder weniger sandigem Zwischenmittel (middle fan) als alluviale Bildungen des strömenden Wassers an, die ziemlich rasch von einer mergelig beeinflußten Fazies (Mergel, Silte, lithoklastischer wacke-/packstone mit <sup>±</sup> Bioklasten) mit parautochthonen und allochthonen Flachwasser-Faunenelementen (vgl. Abb. 16, Tab. 2) abgelöst werden. Schon wenig höher im Profil zeigt die Fauna der grauen Mergel tieferes Wasser an (Ammoniten, Inoceramen und Globotruncanan) und es setzt sich eine im weitesten Sinne turbiditische Fazies (Olisthostrome, psephitische und psammitisch/pelitische Turbidite) durch.

Es ist also der Fall verwirklicht, daß sich in der Muttekopf-Gosau der direkte Übergang von alluvialen Piedmont-Fächern mit großenteils gravitativ transportiertem Material über vermutlich deltaisch einzuordnende Konglomerate, weiter in den subtidalen Ablagerungsraum mit litoraler Beeinflussung bis hin zum tieferen, marinen Milieu mit dem gesamten Spektrum gravitativer Sedimentationsprozesse vollzieht. Ähnliche Beispiele beschreiben STANLEY & UNRUG (1972): Beeinflussung mobiler Becken durch Lieferquellen fluviatilen Ursprungs; Tauchuntersuchungen vor den Flüssen Var und Paillon bei Nizza; MUTTI (1974): Ablösung der fluviodeltaischen Konglomerate durch inner fan-Turbidite und anschließende middle fan-Turbidite; WHITAKER (1974): Übernahme ertrunkener Flußtäler durch submarine Canyons mit turbiditischer Sedimentation z.B. südlich vor Australien; im Mittelmeer-Rhone- und Nilmündungen, Korsika; SURLYK (1978) fide STOW (1986: 441, Abb. 12.41): Entlang geneigter Störungsblöcke entwickelt sich auf dem östlichen Grönlandschelf sowohl ein subaerischer wie auch ein untergetauchter Schuttfächer mit Verzahnungen von Turbiditen und Hemipelagiten, der Faziesübergänge vom fan delta über den inner fan, über den mid fan in den outer fan aufweist.

Ob im Falle der Muttekopf-Gosau das Beispiel einer Faziesassoziation des upper (inner) fan gegeben ist, läßt sich nicht mit Sicherheit bejahen, da trotz guter Aufschlußverhältnisse das Vorkommen insgesamt durch die Erosion bereits sehr reduziert ist. Bei den Ausmaßen von fan valleys (mehr als 300 m tief und 1-2 km breit/REINECK & SINGH 1980:474) wäre es gut vorstellbar, daß die Olisthostrome und die psephitischen Turbidite des Muttekopf an einen derartigen Ablagerungsraum gebunden sind. Andererseits repräsentiert die Muttekopfgosau die Entwicklung eines in der Subsidenz begriffenen, kompressiven Rückseitentroges intraorogener/intrakalkalpiner Position im Vorfeld einer Deckenfront (Krabachjoch-Decke).

Die faziellen Gegebenheiten (alluvial fan-Entwicklung) sowie sedimentologische Kriterien von Turbiditen (freundl. mündl. Mittlg. und Diskussion, sowie gemeinsame Begehungen mit Frau cand. geol. M. HENNECKE und mit den Herren cand. geol. T. EUTEBACH, M. SCHLIERKAMP und T. WAGNER) weisen auf Schüttungsrichtungen aus NE hin. Auf eine Richtungsangabe bezüglich der mächtigen Olisthostrome wird verzichtet, da teilweise nur noch sehr kleine Erosionsreste vorliegen (z.B. "Oberer Sedimentkomplex" WOPFNER's (1954)).Nicht ganz von der Hand zu weisen wäre ebenfalls eine Umkehr der Schüttungsrichtungen im Zuge verstärkter orogener Kompression, wobei letztendlich die Überfahrung der Gosaumulde durch die Krabachjoch-Decke erfolgt. Olisthostrome entstehen während Perioden starker tektonischer Aktivität in orogenen Zonen (GÖRLER & REUTTER, 1968:487) an den Rändern der Flyschtröge (ABBATE et al., 1970:551; RICHTER, D., 1973: 329) - in diesem Fall ein intra-plate-Flyschtrog - oder vielleicht schon an Deckenrändern (ABBATE et al. 1970: 521; RICHTER, D., 1973: 329). Neben der Vielfalt der Sedimente und Gesteine unterschiedlichster Herkunft und primärer Depot-Räume (z.B.Deltabildungen/RICHTER, D., 1973: 313), die in Olisthostromen inkorporiert sind, fallen die Dimensionen und möglichen Transportweiten dieser Gebilde auf - Transportweiten von mehr als 50 km nach GÖRLER & REUTTER (1968:489); Transportweiten von mehr als 30 km nach RICHTER, D., (1973:312, 317); Mächtigkeiten bis einige 100 m



und eine Breite evtl. von mehr als 10 km nach RICHTER, D. (1973: 305). Berücksichtigt man diese Angaben, so wäre neben der Interpretation des upper fan-Modells auch die Vorstellung eines sich verteilenden Nordflügels des vor einer rückwärtigen Deckenfront (Krabachjoch-Decke) absinkenden Troges gut vorstellbar, dessen weite Hangfluren (E/W-Streichen) zunächst Lokalschutt von alluvialen Piedmont-Fächern entlang einer Flexur erhalten und später vor allem in der hohen Oberkreide exotisches Material aus der nördlichen Randzone der ostalpinen Scholle (vgl. Kap. 3) übernehmen. Beide Vorstellungen schließen sich nicht aus, da selbstverständlich eine Zone, die den alluvialen Schutt aufnimmt, weiterhin als Transportweg und als Depot-Raum auch nach der marinen Überflutung als morphologisches Element zur Verfügung steht, wie bereits an Hand von Fallbeispielen aus der Literatur aufgezeigt wurde.

So konnten abgerundete Fluß- und Strändgerölle mit exotischem Material aus dem N (Randzone des Ostalpins mit ozeanischen Obduktiten) zusammen mit eckigem, unverrundetem, kalkalpinem Lokalschutt wie auf einem Schmierfilm (hemipelagische Mergel mit hohem Porenwasseranteil) in die intrakalkalpinen Tröge des Rücklandes im Vorfeld von Deckenstirnen transportiert werden.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß bereits bei sehr geringen Neigungswinkeln Massenverlagerungen an subaquatischen Hängen stattfinden.:"Metastable structures which induce gravity failures are known on 0,5 degrees slopes" (DOTT, 1963).

Auch liegen die bereits erwähnten respektablen Transportweiten für Olisthostrome durchaus im Einklang mit den Vorstellungen einer Materialbeschickung aus der orogenetisch so bedeutsamen Nordrandzone des Ostalpins, die einen aktiven Kontinentalrand repräsentiert.

## 1.2.5.3 DIE SEDIMENTOLOGIE DER SUBAQUATISCHEN, GRAVITATIV VERFRACHTETEN, KLASTISCHEN GESTEINE

HAMPTON (1972) studiert in Bezug auf gravitativ transportierte Sedimente die Rheologie des subaerischen debris flow, dessen plastisch-viskoses Verhalten der Autor auf den subaquatischen debris flow überträgt und analysiert das physikalische Verhalten von Turbiditen experimentell unter Laborbedingungen. Aus den Ergebnissen seiner Untersuchungen kommt er zu den Schlußfolgerungen, daß zwischen den jeweiligen Massentransportprozessen eine genetische Beziehung besteht und diese eine direkte Entwicklungslinie bilden, die den Bangrutsch mit dem debris flow einerseits und den debris flow mit dem turbidity current andererseits verknüpft.

Tatsächlich sind im Gebiet des Muttekopfs etliche Serien vertreten, die eindeutig Mischtypen und Übergangsformen von unterschiedlichen Arten des Massentransports bezeugen und als Beleg für die Gültigkeit HAMPTON's Modell zu werten sind.

## 1.2.5.4 DIE EINZELNEN MASSENTRANSPORTPROZESSE UND IHRE CHARAKTERISTISCHEN SEDIMENTE

Obwohl eine Erscheinungsform der Massentransportprozesse - die wohl komplexeste des Olisthostroms wurde bereits im Jahre 1955 durch FLORES hinreichend präzise definiert, also einige Jahre vor der begrifflichen Fokussierung des Turbidits durch die Bouma-Sequenz (BOUMA, 1962) - sollen an dieser Stelle zuerst die distalen Äquivalente vor den proximalen stichwortartig aufgeführt werden.

#### 1.2.5.4.1 TRÜBESTRÖME (TURBIDITY CURRENTS) (Tab. 3, 4)

DALY (1936) war der erste Autor, der das erosive Potential von Trübeströmen bei der morphologischen Ausformung des submarinen Canyon erkannte, worin diesem Autor später KUENEN (1937) auf Grund experimenteller Ergebnisse folgte. KUENEN & MIGLIORINI (1950) verstehen Trübeströme als die Ursache von gradierter Schichtung, die sie auch im Experiment erzeugten. Feldstudien im Nördlichen Apennin ergänzen diese Untersuchungen. BOUMA (1962) präzisierte den Begriff des Turbidits durch seine Beschreibung der nach ihm benannten BOUMA-Sequenz (vgl. Tab. 6). Neben dem Turbidit, der durch Turbulenzen in Flüssigkeiten in Gang gehalten wird, zeigen auch der fluidized flow (Aufwärtsbewegung durch ausgepreßte Porenflüssigkeit) und der liquified flow (Hangneigung steiler als 3<sup>°</sup>; durch Wasserverdrängung erfolgt beim Absatz eine dichtere Packung) fluidales Fließen (fluidal flow) (NARDIN et al., 1979; LOWE 1979, 1982).

#### 1.2.5.4.2 MASS FLOW (Tab. 3)

Im Gegensatz zum viskosen Fließverhalten des fluidal flow zeichnet sich das des mass flow durch plastisch-viskoses Fließverhalten aus. Kohäsionslose Sedimente (grain flow) werden durch den dispersiven Druck von Kornkollisionen (BAGNOLD, 1956) gestützt. Kommt dazu noch eine tonige Komponente, so wird außerdem der Auftrieb durch die Matrix wirksam (siehe NARDIN et al.1979; LOWE, 1979, 1982).

- 12 -

1.2.5.4.3 HANGRUTSCH (GLIDE, SLUMP) (Tab. 3)

Hangrutsche reagieren mit einem elastischen mechanischen Verhalten.

1.2.5.4.4 OLISTHOSTROM (Tab. 3)

Der Begriff Olisthostrom und Olistholith wurde von FLORES (1955) (griechisch: "olisthaino" = gleiten; "stroma" = Anhäufung, Decke; "lithos" = Stein) der Fachwelt vorgestellt. Wichtige Kennzeichen dieser Gebilde sind, daß sie als semifluide Schlammströme nur dem Schwerkraftgradienten folgen, eine entsprechende Größe aufweisen (als kartierbare Einheit) und zwischen Komponenten unterschiedlichsten Alters, Lithologie und Größe (bis hin zu den Olistholithen) eine kohäsive Matrix aufweisen. Auf die Dimensionen und Transportweiten der Olisthostrome sowie auf deren Gebundenheit an orogene Zonen und Zeiten wurde bereits hingewiesen.

Verwechslungsmöglichkeiten können sich mit der Melange tektonischen Ursprungs (HOEDEMAEKER, 1973:11) und mit Rutschmassen (slump, glide) ergeben, obwohl sich Olisthostrome sicherlich aus letzteren entwickeln und somit eine Grenzziehung nicht immer einfach ist. Das plastischviskose (-fluide?) mechanische Verhalten wird im wesentlichen kontrolliert durch die Scherspannung (kohäsive Tone), den Porenwasserdruck, das Verhalten evtl. vorhandener thixotroper Tone, den dispersiven Druck bei Konponentenkontakten und Komponentenkollisionen und der inneren Reibung (BAGNOLD, 1956; HAMPTON, 1972; RICHTER, 1973; RODINE & JOHNSON, 1976; NARDIN et. al. 1979; LOWE, 1982).

Typisch für Olisthostrome sind die oft riesigen, im Schlammstrom inkorporierten Olistholithe, die von HOEDEMAEKER (1973:49) noch weiter nach Größe, Lithologie, Alter und Abstammung unterteilt werden.RICHTER,D. (1973)differenziert zwischen Olistholith (Gleitstein), Olisthothryma (Gleitscherbe) und Olisthoplaka (Gleitplatte).

Auffälligerweise sind in den Rhät-Olistholithen, den sogenannten "Blauen Köpfen" in der Muttekopf-Gosau noch oft Spuren der (prae-)gosauischen Verwitterung in Form von monomikten Spaltenbrekzien mit relativ geringer Menge an bauxitischen Silten/Tonen im Zwischenmittel erhalten. Ansonsten sind grobklastische Sedimente mit bauxitischen Anteilen nur auf den Plattein-Wiesen innerhalb der alluvial fan-Serie anzutreffen.

Der Transport und das Vorrücken eines Olisthostroms ist ein vielfältiges Wechselspiel zwischen der plastisch-viskosen Schubmasse und der anhaltenden Normalsedimentation, die sich in der Muttekopf-Gosau aus (hemi-)pelagischer Sedimentation, aus Turbiditen (nach LOWE, 1982:  $T_{b-e}$ ,  $S_{1-3}$ ,  $R_{1-3}$ ; vgl. Tab. 7), aber auch aus erneuten olisthostromatischen Vorstößen zusammensetzt. GÖRLER & REUTTER (1968: 495; Abb. 1) illustrieren die Verzahnung eines Olisthostroms mit der normalen turbiditischen Schichtfolge. Eine enge Verknüpfung von Olisthostromen und Turbiditen beschreiben auch ABBATE et al. (1970: 551), wie sie sich auch im Muttekopf-Gebiet verfolgen läßt . Gelegentlich gibt es auch Übergänge zwischen den beiden Sedimentationsarten. Da die Geschwindigkeiten des Vorschubs oft sehr gering sind - GÖRLER & REUTTER (1968) nennen Beispiele mit 0,3 bzw. 1 km/10<sup>6</sup> a an - nehmen raschere Sedimentationsprozesse, ebenso auch die (hemi-)pelagische Hintergrundsedimentation ungehindert ihren Lauf.

Bemerkenswert verhalten sich Profilabschnitte mit einem relativ hohen Feinkornanteil, die für eine Amalgamierung der ehemaligen turbiditischen Abfolgen anfällig sind, so daß auch lateral begrenzte Olisthostrome eine komplette Durchbewegung des Sedimentstapels bewerkstelligen. Während zwischen dem Saurücken und der Brunnkarspitze und im südlichen Kar unterhalb der Brunnkarspitze die Amalgamierung weite Profilabschnitte erfaßt, die somit als Olisthostrome zu werten sind, wurde der Schichtverband im benachbarten Brunnkar weit weniger in Mitleidenschaft gezogen (vgl. Abb. 15, 16).

Es muß berücksichtigt werden, daß die Sedimentologie schon primär durch die ursprüngliche Morphologie wie störungsbedingte Versatzbeträge der kalkalpinen Basis (Hauptdolomit) im Bereich der Fundeisalm (Fundeisbach 1800-1900 m NN; vgl. Abb. 16) beeinflußt wird, wobei durchaus auch mit synsedimentären, tektonischen Bewegungen zu rechnen ist. Während NE der Störung, die im oberen Fundeisbach verläuft, eine Rampe sogar mit faunistischen Elementen des Flachwassers in gelb anwitternden, mergeligen Kalkareniten (litho-/(bio-)klastischer wackestone) erhalten geblieben ist - von grauen Mergeln des tieferen Wassers abgelöst -, setzt sich die sedimentologische Auffüllung des abgesunkenen Blockes SW der Störung aus Turbiditen und Olisthostromen mit Olistholithen zusammen (vgl. Abb. 16).

## TAFEL 2

Die Darstellungen (Taf. 2 A, C) zeigen kissenförmige Sedimentkörper mit Rotationsgefügen, die bereits während des Fließvorganges in die noch nicht konsolidierten, turbiditischen Pelite/Psammite eingesunken sind. Im Kräfteparallelogramm entsteht durch die Gravitationskraft G und die Schubkraft S der kriechenden/fließenden Sedimentmasse (debris flow) eine Resultante, durch die monokline Sedimentkörper in den Untergrund einsinken. Häufig erkennt man "eingefrorene" Rotationsbewegungen (Materialnachschub von oben durch den anhaltenden Fließvorgang, so daß diese Körper auch als Rotationskörper R bezeichnet werden. Mitunter liegen diese Körper ähnlich Mega-ball-and-pillow-Gefügen vollkommen isoliert im pelitischen Untergrund (Taf. 2B).







0

Tafel 2

Die meisten kleineren Olisthostrome verlaufen stratiform, während die mächtigen Olisthostrome häufig in den Untergrund erosiv eindringen. Besonders deutlich ist dieser Umstand am "Oberen Sedimentkomplex" (WOPFNER, 1954: Profilabb. 2 b, c) ersichtlich, wo zudem am Grat zwischen Muttekopf und Rotkopf beispielhaft eine basale Scherzone (basal zone of shearing) im roten, tonreichen Material aufgeschlossen ist, die allmählich diskordant in die liegenden Turbidite eingreift, bevor sie sich im Rotkopfkar verliert (vgl. Abb. 13). Die Erosion normaler Flyschschichten durch einen Schlammstrom illustriert auch RICHTER, D. (1973: 325; Abb. 13).

Hält man sich die Vielfältigkeit der Wechselwirkungen der Olisthostrome mit den geschichteten Normal sedimenten vor Augen, so erhebt sich die Frage nach den Sedimentationsvorgängen in diesen Gebilden. "Mit der Annahme eines einaktigen Olisthostromaufbaus....lassen sich die schichtigen Einlagerungen von Normalsediment nicht erklären" (GÖRLER & REUTTER, 1968: 494). "Das Vorrücken eines Olisthostroms ist ähnlich wie die Sedimentanlagerung an einer Deltafront zu verstehen, wo das herbeigeführte, neue Sedimentmaterial das alte in "foresets" bereits angelegte überholt und den Vorbau besorgt. Ein Olisthostrom bewegt sich also nur scheinbar und wird nicht en bloc vorgeschoben" (GÖRLER & REUTTER, 1968: 493). Die häufige linsenförmige Einschaltung von Mergeln und/oder turbiditischen Sandsteinen läßt darauf schließen, "daß viele Olisthostrome nicht einem einzigen, sondern wiederholten Sedimentationsvorgängen ihre Entstehung verdanken, bei welchen sich die Zusammensetzung der vorstoßenden Massen mehrfach änderte" (RICHTER, D., 1973: 327). "Der Olisthostrom-Körper kann in einem einzigen Bildungsakt oder auch mehrphasig entstanden sein. Die Mächtigkeiten der Olisthostrome schwanken zwischen mehreren Dezimetern und vielen hundert Metern" (RICHTER, D., 1973: 328). Diese Eigenschaften führen zu einer intensiven Durchbewegung, die so weit geht, daß unterschiedlichstes Material verschiedenen Alters vermischt wird, so daß z.B. Maastricht-Fossilien mit Formen des Ob.-Santons gemeinsam im Schliff anzutreffen sind.

In der Tat ist der Reichtum an feinklastischen Sedimenten (Mergel, Silte, Tone) auffällig, die entweder völlig desintegriert - verbogen und verwunden - in kleinen Dimensionen auch als "Ohrmuschelfalten" (AMPFERER, 1930: 193; Abb. 8), als Bruchstücke, Scherben oder große Schollen in allen nur denkbaren Variationen im Olisthostrom oftmals zwischen und um Olistholithe und Rotationskörpern inkorporiert sind. Die schichtigen Mergelfragmente und -schollen fallen durch ihre bunte Erscheinung auf und die Farbpalette reicht von Schwarz über Grau zu Gelb und Rot. Obwohl rote (hemi-)pelagische Mergel vom Typus der Nierentaler Schichten bzw. der Couches Rouges nirgends wirklich anstehen, konnte ihr Vorhandensein im basalen Teil des "Oberen Sedimentationskomplexes" (WOFFNER, 1954) doch mit einem großen Mergelgeröll nachgewiesen werden (bio-/lithoklastischer wackestone; G. linneiana, M. tricarinata - Ob.-Santon).

Bildet das Liegende eines debris flow ( - dieser wird hier als 1-aktiger Schuttstrom verstanden, im Gegensatz zum Olisthostrom, das sehr komplex aufgebaut ist, erheblich größere Dimensionen, einen höheren Tonanteil aufweist und Olistholithe in sich birgt -) oder eines Olisthostroms feinkörnige Turbidite oder Mergel, so entstehen intensive Sackungserscheinungen (convolute bedding, ball and pillow structures). Diese Gefüge können gewaltige Dimensionen annehmen (bis 10 m Durchmesser) und reflektieren oftmals das Bild von Rotationskörpern, da diese bei der Fließbewegung in die Unterlage eingesunken sind. Wirksame Kräfte sind dabei die Schubkraft (S) der vorrückenden akkumulierten Masse des debris flow, in dem bei geringem Tonanteil Komponentenkontake und -kollisionen einen dispersiven Druck (BAGNOLD, 1956) ausüben, und die Schwerkraft (G) - vgl. Taf. 2 . Solche ovalen Rotationskörper liegen entweder eingesunken in der Unterlage oder, wie in den meisten Fällen direkt an der Basis und pausen sich zur Hälfte oder noch höher im Schuttstrom durch (vgl. Abb. 11 - Olisthostrom 5). Das Material der Rotationskörper beinhaltet zumeist grobe bis sehr grobe Brekzien/Fanglomerate, Konglomerate/Kiese mit unterschiedlichen Tongehalten (schätzungsweise 0-20 %).

## 1.2.5.5 FAZIESEINTEILUNGEN UND KLASSIFIKATIONEN SUBMARINER, GRAVITATIV TRANSPORTIERTER SEDI-MENTE MIT NOMENKLATORISCHEM SCHLÜSSEL NACH VERSCHIEDENEN AUTOREN (Taf. 5-8; Abb. 12).

Die zuletzt genannten Begriffe werden mitunter von den einzelnen Autoren modifiziert und in Verbindung mit den fan-Modellen in eigene Klassifikations-Schemata und Faziesassoziationen unter Verwendung spezieller, nomenklatorischer Schlüssel gestellt.

Sinnvoller erscheint mir der Weg, den LOWE (1982) beschreitet, in dem er bereits gut eingeführte Begriffe wie die BOUMA-Sequenz auch als Kürzel übernimmt und noch anstehende Eintei-



Tab. 3: Einteilung der Haupttypen der Massentransportprozesse mit ihren wesentlichen Eigenschaften nach NARDIN et al. (1979, Tab. 1); dieser Einteilung wurde der Versuch einer Eingrenzung des Begriffes Olisthostrom in der feldmäßigen Darstellung gegenübergestellt.


Tab. 4: Zusammenfassung der wesentlichen Sedimentationsmechanismen von gravitativ verfrachteten Sedimentströmen in einer Darstellung von LOWE (1982, Abb. 4). In nachfolgender Tabelle Tab. 5 wird stichwortartig die Einteilung der BOUMA-Sequenz (BOUMA, 1962) mit den wesentlichen Merkmalen aufgeführt:

- T<sub>a</sub> Gradiertes Intervall; zumeist Sand, gelegentlich Kies
- Тъ
- Unteres Intervall mit paralleler Lamination auf Grund wechselnder, mehr oder weniger toniger Sand-Laminae
- T<sub>c</sub> Intervall der Strömungsrippel-Lamination; Strömungsrippel weniger als 5 cm hoch, nicht länger als 20 cm; eine distinkte fore-set Lamination ist oft sichtbar;

Td

T

- Oberes Intervall der parallelen Lamination; feine sandige bis siltige Pelite
- Pelitisches Intervall; oftmals ein rasches Ansteigen des Kalk-Anteils; mögliches Auftreten von Foraminiferen in diesem Intervall.

Tab. 6 erläutert knapp die Fazieseinteilungen nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

Fazies A:

Subfazies A1: Organisierte Konglomerate

- Subfazies A<sub>2</sub>: Desorganisierte (strukturlose, chaotische) Konglomerate, kiesiger Pelit,
- Fazies B: Grober bis mittlerer Sandstein mit gelegentlichen Kiesen
- Subfazies B<sub>1</sub>: Dicke bis massive Lagen; Psammit/Pelit Verhältnis: hoch (>1) bis sehr hoch; keilförmige Schichtserien (stets) von dicken grobkörnigen Laminae (eben-parallel, wellig, geringer Einfallswinkel)
- Subfazies B<sub>2</sub>: Mäßig mächtige bis dicke Lagen; dicke parallele Laminae; klein dimensionierte Kreuzschichtung; Gradierung ist schwach oder abwesend.
- Fazies C: Diese Fazies korrespondiert mit der kompletten (T<sub>a-e</sub>) Sequenz von BOUMA (1962); Psammit/Pelit Zwischenlagen
- Subfazies C<sub>1</sub>: "coarse tail"-Gradierung mit dünnen Schichtserien von kreuzgeschichteten Laminae am Dach oder manchmal eine Einheit mit paralleler Lamination + kreuzgeschichtete Einheit, beide Einheiten mit reduzierter Mächtigkeit;
  - grober bis feiner Sand, schlechte Sortierung
- Subfazies C<sub>2</sub>: Gradierung, gefolgt von gut entwickelten Laminationen (eben- parallel-- wellig--"ripple-drift"); mittel bis feiner Sand, mäßig gute bis gute Sortierung.
- Fazies D: Diese Fazies besteht aus unvollständigen BOUMA-Sequenzen (Basis nicht entwickelt). Die typische D-Lage besteht aus einem Psammit/Pelit-Paar, der Sandstein ist laminiert.
- Subfazies D<sub>1</sub>: Psammit/Pelit-Verhältnis: hoch (≥1); BOUMA-Abfolgen: T<sub>b-e</sub>, T<sub>c-e</sub>, T<sub>de</sub>
- Subfazies D<sub>2</sub>: Psammit/Pelit-Verhältnis: niedrig bis sehr niedrig (<1); BOUMA-Abfolgen: T<sub>b-e</sub>, T<sub>c-e</sub>, T<sub>de</sub>

Subfazies D<sub>3</sub>: Pelit ohne Psammit-Anteil, keine primären Sedimentgefüge, BOUMA-Abfolge: T<sub>e</sub>

- Fazies E: Räumliche und genetische Beziehung zur Fazies B<sub>2</sub> Sandstein mit diskontinuierlichen Pelit-Anteilen; Psammit/Pelit-Verhältnis: sehr hoch; Amalgamierung ist häufig; schwache Kreuzschichtung des Dünen-Typs; das Sandsteintop zeigt gewöhnlich Rippeltäler.
- Fazies F: Diese Fazies schließt alle chaotischen Ablagerungen ein, die auf sedimentären gravitativen Transport zurückzuführen sind; ausgenommen sind debris flow-Sedimente (siehe Fazies A<sub>2</sub>).
- Fazies G: Diese Fazies repräsentiert die "normalen" marinen Ablagerungen, die den Turbiditen zwischengeschaltet, unterlagert oder aufgesetzt sein können; Pelite (mehr oder weniger sandige Mergel, Steinmergel, Siltsteine, Tone).

Tab 7gibt die fazielle Gliederung im Verein mit einigen wesentlichen sedimentologischenEigenschaften nach LOWE (1982) wieder. (grain flow, fluidized f. u. liquified f. sind nicht aufgeführt)

KORNPOPULATION	STRÖMUNGSTYP	ABLAGERUNGS – MECHANIS- MEN/STRUKTUREN
Pelit - Psammit	Turbidit niedriger Suspension Dichte	T <sub>e</sub> (BOUMA) massive Suspensionsabla- gerungen T <sub>d</sub> (BOUMA) Suspensions/Bodenfracht- (traction) Laminationen T <sub>b,c</sub> (BOUMA) Bodenfracht (traction) -Strukturen
Grobsand - Feinkonglo- merat	Turbidit hoher hochkonzentrierte Dichte turbulente Suspen- sionen	<pre>S<sub>3</sub> (= T<sub>a</sub>, BOUMA) Suspensionssedimen- tation (massive Sande; dish struc- tures) S<sub>2</sub> "traction carpet"-Ablagerungen S<sub>1</sub> Bodenfracht (traction)-Strukturen</pre>
Psephit	psephiti- scher hoch- konz. Turbi- dit Auftrieb durch die Matrix	R <sub>3</sub> Suspension (normal gradiert) R <sub>2</sub> "traction carpet" (invers gra- dierte Psephit-Lagen) R <sub>1</sub> Bodenfracht (traction)-Strukturen
Korngemische: Ton- Blöcke, Olistho- lithe	kohäsiver dispersiver Druck debris flow Matrixauftrieb	kohäsives "Einfrieren"

In Tab. 8 erfolgt der nomenklatorische Schlüssel in Kurzfassung für die Faziesklassifikation nach PICKERING et al. (1986).

Α Psephite, pelitische Psephite, psephitische Pelite und psephitische Psammite A1 Desorganisierte Psephite, pelitische Psephite, psephitische Pelite und psephitische Psammite A1.1 Desorganisierte Psephite Desorganisierte, pelitische Psephite A1.2 A1.3 Desorganisierte, psephitische Pelite A1.4 Desorganisierte, psephitische Psammite A2 Organisierte Psephite und psephitische Psammite Geschichtete Psephite A2.1 A2.2 Invers gradierte Psephite A2.3 Normal gradierte Psephite A2.4 Gradierte, geschichtete Psephite A2.5 Geschichtete, psephitische Psammite A2.6 Invers gradierte, psephitische Psammite Normal gradierte, psephitische Psammite Gradierte, geschichtete, psephitische Psammite A2.7 A2.8 В Psammite **B1** Desorganisierte Psammite B1.1 Dicke/mittel-gebankte, desorganisierte Psammite B1.2 Dünn gebankte, grobkörnige Psammite **B**2 Organisierte Psammite B2.1 Parallel geschichtete Psammite B2.2 Kreuz-geschichtete Psemmite С Psammit-Pelit Paare und pelitische Psammite C1 Desorganisierte, pelitische Psammite Schwach sortierte, pelitische Psammite Gefleckter, pelitischer Psammit C1.1 01.2 Organisierte Psammit-Pelit Paare C2 C2.1 Sehr dicke/dick gebankte Psammit-Pelit Paare C2.2 Mittel-gebankte Psammit-Pelit Paare c2.3 Dünn-gebankte Psammit-Pelit Paare C2.4 Sehr dicke/dick-gebankte, Pelit-dominierte Psammit-Pelit Paare D Silte, siltige Pelite und Silt-Pelit Paare D1 Desorganisierte Silte und siltige Pelite D1.1 Strukturlose Silte D1.2 Pelitische Silte D1.3 Gefleckte Silte und Pelite Organisierte Silte, pelitische Silte und siltige Pelite Gradierte, geschichtete Silte D2 D2.1 Dicke, unregelmäßige Silt- und Pelit-Laminae D2.2 D2.3 Dünne, regelmäßige Silt- und Pelit-Laminae E Pelite und Tone Desorganisierte Pelite und Tone **E1** E1.1 E1.2 Strukturlose Pelite Verschiedenfarbige Pelite E1.3 Gefleckte Pelite

E2	Organisierte Pelite					
E2.1	Gradierte Pelite					
E2.2	Leminierte Pelite und Tone					
F	Chaotische Ablagerungen					
F1	Exotische Klasten					
F1.1	Trümmer					
F1.2	"dropstopes" und isolierte Auswürflinge					
F2	Gewundener/gestörter Schichtverband					
F2.1	Zusammenhängende, gefaltete/gewundene Schichten					
F2.2	Dislozierte, brekziierte und eingerollte Schichten					
G	Biogene Schlämme, hemipelagische und chemogene Sedimente					
G1	Biogene Schlämme					
G1.1	Biogene Schlämme und Mergel					
G1.2	Pelitischer, pelagischer Schlamm					
G2	Hemipelagite					
G2.1	Hemipelagite					
G3	Chemogene Sedimente					

sourcestarte, pelettede Parmite

	CLASS		GROUP	FACIES							
				1	2	3	4	5	6	7	8
A GRAVELS, MUDDY GRAVELS, GRAVELLY MUDS + PEBBLY SANDS	A1	DISORGANIZED		2000 2000 2000 2000 2000 2000 2000 200	2000	0.000					
	A2	ORGANIZED						000	000		
B	SANDS	B1	DISORGANIZED				. 12				
U	B SANDS	B2	ORGANIZED								
С	SAND-MUD	C1	DISORGANIZED								
MUDDY SANDS	MUDDY SANDS	C2	ORGANIZED		A	AMA					
D SILTS, SILTY MUDS + SILT-MUD COUPLETS	SILTS, SILTY MUDS	D1	DISORGANIZED								
	+ SILT-MUD COUPLETS	D2	ORGANIZED								
E MUDS + CLAYS		E1	DISORGANIZED								
	E2	ORGANIZED		ANA							
F CHAOTIC DEPOSITS	- CHAOTIC	F1	EXOTIC CLASTS		0						
	F2	CONTORTED + DISTURBED STRATA	DE	1014							
G BIOGENIC OOZES, HEMIPELAGITES + CHEMOGENIC DEPOSITS	BIOGENIC ODJES	G1	BIOGENIC OOZES + ARLS		8 8 801# 6 8						
	G2	HEMIPELAGITES	6								
	G3	CHEMOGENIC DEPOSITS	***								

Fig. 12.12. The main classes and groups of sediment facies recognized in the deep sea (from Stow, 1985; Pickering, Stow *et al.*, in press). The facies classes are distinguished on the basis of grain size (Facies Classes A-E), internal organisation (Facies Class F) and composition (Facies Class G). Facies groups are distinguished mainly on the basis of internal organization of structures and textures. Individual facies (sub-groups 1-5) are based on internal structures, bed thickness and composition.

# PICKERING et al (1986:Abb.3)

Tab. 9: Die Klassifikation klastischer Tiefwasser-Sedimente nach PICKERING et al. (1986, Abb. 3). lungen der erst in jüngerer Zeit eingehender untersuchten, proximalen Fazies des upper fan (fan-Nomenklatur im Wandel der Zeit: siehe HOWELL & NORMARK, 1982, Fig. 1) ergänzend aufführt (vgl. Tab. 7). Dennoch hat auch diese überzeugende Einteilung (LOWE, 1982) einen Schönheitsfehler, da trotz des mehrmaligen Gebrauchs des Begriffes Olistholith (FLORES,1955) unverständlicherweise nicht auf den ebenfalls seit FLORES (1955) eingeführten Terminus des Olisthostroms zurückgegriffen wird, sondern statt dessen der Ausdruck "cohesive debris flow" Verwendung findet, zumal dieser mit einem Pleonasmus behaftet ist, da z.B. NARDIN et al. (1979) dem debris flow von Hause aus kohäsive Eigenschaften auf Grund des Feinkornanteils (Silt, Ton) zuschreiben. Den Vorteil einer raschen pragmatischen Einteilung, auch im synoptischen Vergleich, bietet die Einteilung von PICKERING et al. (1986), jedoch mit dem Nachteil, daß Begriffe wie Kürzel keinen sofortigen Zusammenhang zu eingeführten Begriffen ermöglichen. Die unterschiedlichen Nomenklaturen und Fazieseinteilungen, die teilweise aufeinander aufbauen, z.B. PICKERING et al. (1986) auf MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) werden in tabellerischer

Form stichwortartig aufgeführt und finden an Hand eines Beispiels (Abb. 17) praktische Anwen-

#### 1.2.6 ERLÄUTERUNGEN ZU DEN ABB. 5 - 16 UND PALÄOGEOGRAPHISCHE ASPEKTE

dung.

Bei der Begehung der Muttekopf-Gosau ergab sich die Schwierigkeit, ein für das gesamte Gebiet gültiges Profilschema zu entwickeln. Deshalb wurden Einzelprofile an verschiedenen Orten mit charakteristischen Faziesmerkmalen gewonnen. Während der Begehungen der Muttekopf-Gosau, die das Gebiet vollständig abdeckten, wurden gut erschlossene Profilfolgen von gegenüberliegenden Anhöhen mit Schrägluftbildern erfaßt. Diese und eine intensive Feldarbeit sind die Grundlage der Abbildungen sowie der geologischen Schlußfolgerungen. Neben der Berücksichtigung lithologischer und faunistischer Besonderheiten wurde großer Wert darauf gelegt, die sedimentologische Entwicklung von mächtigen Leitbänken in räumlicher Ausdehnung zu verfolgen. Ein interessantes "Eigenleben" führen dabei die Profilabschnitte, die als amalgmaierte Massen akkumulierter Klastika anstehen und als Olisthostrome (max. 100 m mächtig) zu deuten sind. Amalgamierte Horizonte kleinerer Dimensionen werden hier als debris flow (teilweise äußerst geringe Tonanteile) angesprochen.

Im Gelände läßt sich die Gosau-Schichtfolge in den Höngen westlich des Grates Muttekopf-Rotkopf (= Kübelwände, Klammental, NE Fundeisalm) direkt mit der östlich dieses Grates (Muttekopf-Osthang, Muttekopf-Südhang, Seebrig) korrelieren - vgl. Abb. 5, 13). Als leitende Horizonte erwiesen sich massige, amalgamierte Grobklastika, die entweder Tongehalte in der Matrix (O-max 50 %) oder geschichtete Pelite (entweder im Verband oder als Schollen und kleinere, oft intensiv verformte Fragmente) einschließen. Solche korrelierbaren Horizonte sind fortlaufend vom Liegenden zum Hangenden durchnumeriert und in den Übersichtsskizzen und in der Profilzusammenstellung Abb. 16 angetragen. Die mächtigsten Olisthostrome sind mit den Nummern 4 und 6 gekennzeichnet. Olisthostrom 4 setzt sich aus einer unteren amalgamierten Lage (4a) und einer oberen (4b) zusammen. Dazwischen liegen Schichten einer im weitesten Sinne turbiditischen Sedimentation. Diese am Muttekopf-Ostgrat zu differenzierende Profilabfolge verschmilzt strekkenweise am/im Muttekopf-Südhang im Bereich der Olistholithe (nach HOEDEMAEKER, 1973: 47 -Macrolistholithe/50-100 m) zu einem einzigen gewaltigen Olisthostrom (vgl. Abb. 15/16). Feinkörnige Turbidite und geschichtete Pelite (Siltit, Tonstein, Mergel) reagieren dabei oft nicht mit einer Desintegration des Kornverbandes, sondern oft plastisch auf die Bewegungen der instabilen Sedimentmasse, so daß solche Schichten oftmals noch auf eine größere Länge hin zu verfolgen sind. Olisthostrom Nr. 6 ist maximal 80-90 m mächtig und hat sich am Grat zwischen Muttekopf und Rotkopf (vgl. WOPFNER, Profilabb. 2b, c) entlang einer basalen Scherzone (basal zone of shearing) diskordant in die liegende, turbiditische Abfolge eingetieft. Im Hangenden die Olisthostroms schließt sich eine turbiditische Entwicklung an, die mit dem stratigraphischen Dach, dem Foraminiferen-Lithothamnien-Sandstein endet (vgl. WOPFNER, 1954).

Der Horizont Nr. 5 ist ein Olisthostrom kleineren Ausmaßes, das am Seebrigkopf über mehrere Schichtglieder greift und auch Rotationskörper entwickelt (vgl. Abb. 11, 16). Nach E ins Seebrig nimmt diese weithin gut zu verfolgende, mächtige Bank amalgamierter Exotika-reicher Konglomerate den Charakter eines debris flow mit geringen oder fehlendem Tongehalt an. Eine ähnliche Ausbildung besitzen die olisthostromatischen Horizonte Nr. 1 und 2 mit ausgeprägten Rotationskörpern.

Olisthostrom Nr.3 setzt kurz unterhalb des Muttekopf-Gipfels mit relativ bescheidener Mächtigkeit ein und entwickelt sich unterhalb des Seebrigkopfs zu einem stattlichen Olisthostrom mit

- 15 -

Micro- und Mesolistholithen (nach HOEDEMAEKER, 1973: 47 - Microlistholith kleiner als 5 m; Mesolistholith 5-50 m). Da dieses Olisthostrom nach S wieder ausklingt, ist hier das Modell einer Rinne abgebildet, die vielleicht ihren Schutt aus E, aus dem Gebiet der basalen alluvialen Schuttfächer (Plattein) beziehen könnte. Rund 200 Höhenmeter tiefer hat die Fundeisbach-Störung die Hauptdolomitbasis durchtrennt, so daß die Rampe in Hochlage noch Faunenelemente des Flachwassers anzeigt, wohingegen der abgesunkene Block mit Turbiditen und einem Olisthostrom (mit Mesolistholithen) aufgefüllt wird (vgl. S.13). Möglicherweise ist auch das Olisthostrom Nr. 6 ein Ergebnis dieser Störung.

Die Alternative einer möglichen Rinnenentwicklung mit Kommunikation zu schuttliefernden alluvialen Fächern - Fächer in NE-Richtung / eingebunden in den Rahmen einer Fächer-Entwicklung (fan) vom alluvialen Fächer (alluvial fan) in den marinen oberen/mittleren Fächer (upper/mid fan) - wäre die Vorstellung von Hang-gebundenen (slope) Turbiditen und Olisthostromen aus nördlichen Richtungen, die wie Olisthostrom Nr. 3 durchaus einmal stecken geblieben sind und Schutt akkumulierten (cohesive freezing; frictional freezing - LOWE, 1982) und in diesem Stadium sogenannte Nasen (vgl. GÖRLER & REUTTER, 1968, Abb. 6-8) ausbilden konnten.

Insgesamt kamen die gravitativ verfrachteten Sedimente in einem intrakalkalpinen kompressiven Trog (vgl. Kap. 1.11) zum Absatz, der im Vorfeld der Krabachjoch-Decke intragosauisch eine weitere Einengung erfuhr. Dadurch entstand eine mächtige Abfolge von orogenen Sedimenten im Beckentiefsten, die zumindest in ihren tiefen Anteilen (Coniac-Unt.-Santon) ihre primäre Materialzufuhr aus dem N erhielten.

In diese Richtung weisen auch die Gefügemessungen und -untersuchungen WOPFNER's (1954: 73) an monoklinen paradiagenetischen Gleitfalten hin, die "beinahe ausnahmslos am Nordflügel gegen Süden, am Südflügel gegen Norden ... also zur Muldenmitte hin" gerichtet sind. Die Feststellung, daß die Sedimentation der Muttekopf-Gosau in "einem muldenförmigen Raum erfolgte, also in einer prägosauisch angelegten Hohlform, welche beim Vordringen des Meeres überflutet wurde" (: 74), deckt sich mit der Beckenanalyse der anderen untersuchten Gosauvorkommen (z.B. Brandenberg, Kap. 1.4, Bad Reichenhall/Salzburg, Kap. 1.8). Bei systematischen Gefügeuntersuchungen müßte deutlich unterschieden werden zwischen den sekundären Umlagerungs- und Sedimentationsprozessen in Olisthostromen und den primären Gefügen in einaktigen Schüttungsereignissen. Die Olisthostrome lassen durchaus die Möglichkeit offen, daß in der Muttekopf-Gosau bereits intern abgelagerte Sedimente (Schüttungsrichtungen großenteils aus dem N zur Zeit der tiefen Gosau) eine spätere, nochmalige Umlagerung evtl. mit Richtungsumkehr im Zuge der weiteren Kompression erfuhren. Eine Richtungsumkehr der Schüttungen steht im Einklang mit dem langen Sedimentationszeitraum von Coniac - Alttertiär, die im unruhigen Raum eines orogenen, kompressiven Troges stattfand.

Im Zusammenhang mit dem Orbitoiden-Lithothamnien-Sandstein (WOPFNER, 1954) als höchstes Schichtglied der Muttekopf-Gosau soll auf die Rotalgen-Bryozoen-Bioherme vom späten Maastricht bis ins frühe Alttertiär in den Gosauvorkommen des Ostteils der Nördlichen Kalkalpen hingewiesen werden, die im S (1) der Hangfazies (slope facies) und der Tiefwasser-Klastika positioniert sind: "Red algal-bryozoan bioherms might have been major features of this southern shelf region, as supported by the composition of the deep water clastics containing bioclastic components derived from a neritic region" (FAUPL et al., 1987).

Aus den Untersuchungen des Cenoman-Vorkommens der Griesbachalm auf der Lechtal-Decke, das in seiner Position mit der Deckenbewegungsbahn (Lechtal-/Inntal-Decke) korrespondiert, sowie der Fazieskonfiguration der Muttekopfgosau, ist der Schluß auf Schüttungsrichtungen aus dem N zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac-Santon) zwingend. Ebenso fehlen vorgosauische Fossilnachweise in autochthonen Vorkommen, wie in Gestalt umgelagerter Gerölle auf der Inntal-Decke, die bei einer hypothetischen Annahme von Schüttungsrichtungen aus dem S zu fordern wären.

Die konstruktive Anlage der der Inntal-Decke aufgesetzten Krabachjoch-Decke erfolgte im Zeitraum Turon-/Unt.-Coniac - die Anlage der Inntal-Decke auf die Lechtal-Decke mit hoher Wahrscheinlichkeit im Cenoman, wie sich aus der Profilentwicklung des Cenomans der Griesbachalm direkt folgern läßt (konkordante Entwicklung aus den Aptychen-Schichten des hohen Juras und der tiefen Kreide in die (Unt.-Kreide?)/Cenoman-Schiefer, deren Dach ein Olisthostrom bildet, das reich an exotischem Schutt ist und eine cenomane Flachwasserfauna beinhaltet - vgl. Kap. 1.2.3). Im Vorfeld der höchsten Deckeneinheit entstehen Tröge, die fallweise nicht selten mit der Bewegungsbahn von Decken korrespondieren, und einen charakteristischen Sedimentationsmodus aufweisen - eine im weitesten Sinne turbiditische Sedimentation und Olisthostrome.

Lok.: Blick von der Obermarkter Alpe auf die Muttekopf-Gosau ins Seebrig, auf den Rotkopf (E-Flanke) und den Muttekopf (E-Flanke).

Im S überfährt die Laagersdecke, die zur Krabachjochdecke als höchste kalkalpine Deckeneinheit im W gezählt wird, die Muttekopf-Gosau.

Die olisthostromatischen Horizonte sind vom Liegenden ins Hangende fortlaufend numeriert. Die Olistholithe sind von amalgamierten Sedimentmassen umgeben und ragen aus diesen heraus.

- 1) Trias
- 2) Olisthostrome mit Olistholithen
- 3) grobe, olisthostromatische Bänke
- 4) Psephit-Bänke
- 5) Pelite/Psammite
- 6) Olistholith



АЪЪ 6

Lok.: Blick von der Obermarkter Alpe auf den Muttekopf.

Im Bereich der Mesolistholithe vermengen sich die im Querschnitt sichtbaren Teilolisthostrome Nr. 4 a und 4 b mit den eingeschalteten, geschichteten turbiditischen Sedimenten ( mass flow-Brekzien/Konglomerate, Psammite, Pelite) zu einer amalgamierten Sedimentmasse, zu einem einzigen Olisthostrom.

Signaturen siehe Abb. 5.



## АЪЪ. 7

Lok.: Blick auf die S-Flanke des Muttekopf und seinen E-Grat in das Olisthostrom Nr. 4.

Feinkörnige Lagen sind vielfach inkompetent verfaltet oder als Schollen und Fragmente erhalten. Im Bereich der Olistholithe ist der normal gebankte Schichtverband zu einem Olisthostrom amalgamiert. Das Liegende des Teilolisthostroms Nr. 4°b hat entweder eine intensive plastische Verformung erfahren oder wurde speziell im Bereich der Mesolistholithe amalgamiert.



Vergleichende Einzeldarstellungen fazieller Ausbildungen des olisthostromatischen Komplexes Nr. 4 (vgl. Abb. 7).

Die rechte Profilsäule (Muttekopf-Südflanke) stellt das Olisthostrom Nr. 4 mit seinen mächtigen Olistholithen (nach HOEDEMAEKER, 1973: Macrolistholith -50 - 100 m groß) dar, die von amalgamierten Sedimentmassen mit zum Teil noch inkompetent verformten, geschichteten Feinkornlagen (feinkörnige Turbidite, Silte, Mergel) - auch als Schollen und Fragmente erhalten - umhüllt sind.

Die linke Profilsäule (Muttekopf-Ostgrat) setzt sich aus 2 Teilolisthostromen (4a u. 4b) zusammen, die von einer gebankten, schichtigen turbiditischen (im weitesten Sinne) Abfolge getrennt sind (mass flow-Brekzien/Konglomerate, Sandsteine, feinkörnige Turbidite, Silte, Mergel). Im Olisthostrom 4b liegen kleinere Olistholithe (nach HOEDEMAEKER, 1973: Microlistholith - kleiner als 5 m; Mesolistholith - 5-50 m) eingebettet.

Die sedimentologisch-fazielle Einteilung und Benennung der einzelnen Bänke erfolgte nach der Einteilung von PICKERING et al. (1986).

Die vollständige Amalgamierung zu einem ganzen Olisthostrom ist wohl an die Existenz der Macrolistholithe gebunden, die tief in der amalgamierten Sedimentmasse stecken.

Signaturen: 1) Olistholith; 2) amalgamierte (Grob-)
Klastika; 3) Brekzie (mass flow); 4) Konglomerat;
5) Grob-Mittelsandstein/Feinkies; 6) feinschichtiger Sandstein/Siltit; 7) feinkörnige, plastisch verformte Sedimentfetzen;

E = Exotika; G = Gradierung (Differenzierung nur in der linken Darstellung).



Lok.: Blick auf den S-Hang des Muttekopfs in das Olisthostrom Nr. 4.

Neben zusammenhängenden Schichtausbissen (grob-)klastischer Sedimente, die oft mit geschichteten schieferähnlichen Psammiten und Peliten abschließen, verbleiben oftmals noch Schollen und isolierte Resedimentkörper im Olisthostrom. Die grobklastischen Sedimentmassen, die die Olistholithe einhüllen, zeigen gelegentlich eine undeutliche Schichtung, die auf laminaren Fließvorgängen beruhen könnte. Der Olistholith bei Pkt. 2340 (m NN) besteht aus Rhät-Kalk, der bei Pkt 2710 aus Hauptdolomit.

1) Olisthostromatischer Horizont Nr. 4 b

2) Olistholith ("Blauer Kopf")

3) Schichtausbiß (grob-)klastischer Sedimente, zumeist amalgamiert

4) Schollen resedimentierter (Grob-)Klastika und isolierte

Resediment-Körper

5) Geschichtete Psammite/Pelite

## Abb. 10

Lok.: Blick in den oberen S-Hang des Muttekopfs in das Olisthostrom Nr. 4.

Der abgebildete Ausschnitt entspricht in etwa dem in Abb. 9 eingezeichneten Teilbereich (jedoch aus verscniedenen Blickwinkeln). Deutlich ist die plastische Verformung feinkörniger inkompetenter Lagen ersichtlich. Der Großteil des Sediments fiel jedoch einer völligen Amalgamierung (schraffierte Bereiche) zum Opfer. Neben triadischen Olistholithen stecken in der amalgamierten Sedimentmasse auch mächtige Resedimentblöcke und durchbewegte -körper vom meist kissenförmiger Gestalt, auch mit gelegentlich konservierter, ursprünglicher Schichtung.



Abb. 11 Lok.: Blick vom Muttekopf auf den Rotkopf

Unter diesem Blickwinkel beißen am Grat zwischen Muttekopf und Rotkopf die Olisthostrome Nr. 4, 5 und 6 aus. Olisthostrom Nr. 6 ist die liegendste Einheit des "Oberen Sedimentkomplexes" (WOPFNER, 1954) und besitzt eine ausgeprägte basale Scherzone.

Deutlich ist im Olisthostrom Nr. 5 das Stadium der beginnenden Amalgamierung zu erkennen, die über mehrere Schichtglieder greift, Rotationskörper ausbildet, aber den Charakter des primären Schichtverbandes noch erahnen läßt.

1) amalgamierte Sedimentmassen in Olisthostromen mit inkorporierten Olistholithen

2) Olistholithe ("Blaue Köpfe")

3) massige Psephite (Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate)

4) Wechsellagerung von turbiditischen Sandsteinen und Peliten

B) Basale Scherzone des Olisthostroms Nr. 6



Lok.: SE-Grat des Muttekopfs/östliche Hänge dieses Grates (vgl. Abb. 11).

Die Profilsäule erfaßt den Ausschnitt zwischen den 2 mächtigsten Olisthostromen Nr. 4, 6. Das Olisthostrom Nr. 4 zuunterst birgt in sich als Olistholithe die sogenannten "Blauen Köpfe", deren Transport in einem Olisthostrom erfolgte. Gelegentlich ist das Bewegungsmuster der den Olistholith umströmenden, kohäsiven Sedimentmasse nach dem Stillstand als "gefrorener" Fließ- und Gleitvorgang dokumentiert.

Das nächst höhere Paket von Brekzien und Konglomeraten repräsentiert die beginnende Entwicklung eines Schuttstroms (debris flow) zu einem Olisthostrom (Nr. 5). Die instabile Sedimentmasse schließt mehrere Sedimentationseinheiten unterschiedlicher Korngröße ein und es entstehen durch gravitatives Abgleiten mächtige Rotationskörper (vgl. Abb. 11), die teilweise oder gränzlich von feinkörnigem Material umhüllt werden.

Bis zum mächtigen Olisthostrom Nr. 6 des "Oberen Sedimentationskomplexes"(WOPFNER, 1954) folgen turbiditische Serien mit gewaltigen Bänken, die mit Block-Brekzien einsetzen und eine gradierte Kornfraktionierung bis zu Siltiten belegen. Unterhalb des "Oberen Sedimentationskomplexes" stellen sich rhythmisch wiederholende Sandsteine und Siltite ein, bevor das Olisthostrom des "Oberen Sedimentkomplexes" auf einer Gleitbahn – als basale Scherzone ausgezeichnet aufgeschlossen – diskordant in den liegenden Sedimentstapel eingreift.

Die sedimentären Charakteristika sowie die Benennungsformeln sind nach verschiedenen Autoren angetragen. Übergänge verschiedener Faziestypen werden durch Bindestriche angedeutet. 1) Olistholithe; 2) (Block-)Brekzien; 3) Feinbrekzien; 4) Konglomerate; 5) Sandsteine (massig, gradiert); 6) Siltit.

G) Gradierung; E) Auftreten von Exotika; W) Wechsellagerung von Psammit/Pelit (hauptsächlich Siltit); BAS. SCHERZ.) basale Scherzone an der Basis des Olisthostroms.

Der nomenklatorische Schlüssel der einzelnen Faziesklassifikationen wird in den Tabellen 5 - 8 aufgeführt.



=:

Lok.: Blick vom Galtseitejoch auf die W-Flanken des Muttekopfs und Rotkopfs sowie auf die Kübelwände

Die im Säulenprofil Abb. 16 dargestellten Abfolgen wurden entlang den eingezeichneten Profilstrecken aufgenommen. Nördlich der Fundeisbach-Störung ist eine Rampe mit faunistischen Elementen des Flachwassers erhalten geblieben. Die sehr rasche Subsidenz wird durch den Übergang in Mergel des tieferen Wassers (Inoceramen, Globotruncanen) nach wenigen Profilmetern angezeigt.

Möglicherweise verwirklicht sich mit Olisthostrom Nr. 3 das Modell einer Rinnenfüllung - oder aber das Anschwellen der Sedimentmasse mit Olistholithen repräsentiert an dieser Stelle das Einfrieren der Vortriebsbewegung ("cohesive freezing" - LOWE, 1982) innerhalb der akkumulierten Masse.

- 1) Trias
- 2) mono-/oligomikte, kalkalpine Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzie

3) Olisthostrome mit Olistholithen

4) mächtige, amalgamierte Psephitbänke (kleinere Olisthostrome/debris flow)

5) Wechsellagerung von turbiditischen Feinbrekzien/ Konglomeraten/Psammiten/Peliten

F2) Fossilfundpunkt vgl. Kap. 1.2.4; Abb. 16; Tab. 2 D, F, G) Profilstrecken in Abb. 16 angetragen.



Abb. 14 Lok.: Blick vom Pkt. 2268 (m NN)/W Muttekopf auf die Muttekopf-W-Flanke

Olisthostrom Nr. 3 entwickelt sich aus einer Bank, die debris flow-Brekzien beinhaltet und schwillt nach S merklich an. Die amalgamierten Sedimentmassen bilden in diesem Bereich Fließfaltengefüge aus. Das Olisthostrom Nr. 4 umfaßt 2-3 Schichtglieder, die streckenweise noch ihren ursprünglichen Verband beibehalten – die Amalgamierung ist dann unvollständig. Charakteristisch für Olisthostrom Nr. 1 und 2 sind mächtige kissenförmige Sedimentkörper, die sowohl ball and pillow-Texturen als auch eingesunkene Rotationskörper darstellen.

Signaturen siehe Abb. 13



Lok.: Blick vom Ödkarlekopf in das Larsennkar und auf die Brunnkarspitze.

Im Kar unterhalb der Brunnkarspitze sind weite Profilstrecken amalgamiert und enthalten Olistholithe. Diese Olisthostrome sind lateral begrenzt. Die Amalgamierungen weisen im Larsennkar einen erheblich geringeren Umfang auf.

Mächtige Olistholithe befinden sich bereits tief an der Basis der Gosauschichten. Die angetragenen Profilstrecken wurden als Säulenprofile in Abb. 16 unterschiedlich ausgebildeten Profilabschnitten gegenübergestellt.

Signaturen wie Abb.16



### АЪЪ. 16

Vergleichende Darstellung der Einzelprofile als Säulendarstellung in der Übersicht. Diese wurden auf Grund einer intensiven Feldarbeit im Zusammenhang mit Schrägluftbildern erstellt.

Die arabischen Zahlen geben die korrelierbaren Olisthostrome an.

- A) Kar SE Brunnkarspitze
- B) W-Seite des Larsennkars
- C) Muttekopf-S-Flanke
- D) Kübelwände
- E) Seebrigkopf
- F) Rotkopf-N-Grat
- G) Fundeisalm
- H) Plattein
- 1) Trias
- 2) mono-/oligomikte, kalkalpine Verwitterungs-/Hangschutt-)Block-)Brekzien
- 3) Olistholithe ("Blaue Köpfe")
- 4) amalgamierte Sedimentmassen = Olisthostrome mit Olistholithen
- 5) grobklastische, zumeist amalgamierte (Block-)Brekzien, Fanglomerate und Konglomerate
- 6) schichtige Psammite/Pelite in turbiditischer Fazies

AF) alluviale Fächerentwicklung, <u>+</u> lateritisch-bauxitisches Zwischenmittel vgl. Kap. 1.2.5.1

F 1-5) Fossilfundpunkte vgl. Kap. 1.2.4



.





4

3



2

100

0 п



Ð

<u>H Plattein</u>

	-
T	

Lok.: Transgression der Muttekopfgosau westl. der Reichspitze bis zum Muldenkern am Galtseitejoch.

Durch den Schichtserienvergleich wird nach dem Einsetzen von in situ-Verwitterungs-Blockbrekzien und alluvial fan-Sedimenten auf einen raschen Übergang in den marinen Ablagerungsraum geschlossen. Diese Ablagerungen sind durchwegs turbiditischer Natur im weitesten Sinne (debris flow-Brekzien und klastische Sedimente des fluidal flow = liquified flow, fluidized flow, turbidity current) und weisen eine interne Gradierung auf.

1) "Grundbrekzie" - in situ-Verwitterungsbrekzie/Hangschuttbrek-, zie (mono-/oligomikte Blockbrekzie); 2) Blockbrekzien und grobe Brekzien von alluvialen Fächern (alluvial fan/debris flow); 3) mass flow-Brekzien (debris flow) nach PICKERING (1986) Fazies A 1 1/A 1; 4) gradiertes klastisches Intervall von Brekzien über Konglomerate zu Sandsteinen - Fazies A 2 3-4 bis zu abschließenden Siltiten - Fazies D 2 1; 5) Konglomerate, konglomeratische Sandstein-Fazies A 2 1/A 2 8; 6) massiger Sandstein, zumeist ungeschichtet oder mit planarer Schichtung - Fazies B 1 1/B2 1; 7) Wechsellagerung von Sandstein (mittelfein) und Siltiten (grob fein) - Fazies C 1 1/C 2 1-4/D 1 1-2/D 2 1-3; 8) Siltit, graduelle oder rasche Entwicklung aus sandigen Sedimenten - Fazies C 2 4 ("thick beds with up to 80 % in the form of a silty mud cap" (PICKERING, 1986: 84, Tab. II).

	-	
	1.1.195	
00028 : 5 8 . MI	103	
	-	44444
****		
		A. A. A. A. A. A.
Anna Cart P. BORT		
and the states		400000
CTI NTA TTARDURA		4444
1. A 7 19 19 19 19		
P ANDALS STOR SUBT		<u> </u>
		<u>ae e 4 e e</u>
acto-Marsharten (Anti-		
the Kampol anden in		20000
0.0000		
is durab komen		
		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
(asper estancia a		<u> </u>
000°0°		
and and and and and		
		AND LOD TO THE AND
		4 4 4 4 4
tanes as old energy		
a doclisty , cadout		
40		
1004		10000
477		
		4444
althout medanitiel		
		10°0°0°0°0°
E TA		
		00000000
		44444
		4 4 4 4 4
		0 0 0 0 0 0 0 V
a contamin .		
	30 -	A ESG
		20000
	20 -	EDER
		SUL
	10.	1.0
		I and

ents at inisticutz of

unaridi (trends) anime alth ab

h große Knoplanszere were Netzin, ber Kaderobern h

.... 

1.3	DIE GOSAU-VORKOMMEN DER BUCHAUERAIM UND DER PLETZACHAIM IM SONNWENDGEBIRGE · · · ·	17
1.3.1	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR	17
1.3.2	DAS GOSAU-VORKOMMEN: MADERSBACH-BUCHAUERALM UND SCHICHTHALS	17
1.3.3	DIE GOSAU-VORKOMMEN: PLETZACHALM UND BAYREUTHER HÜTTE	18
1.3.3.	1 DAS RADIOLITHIDEN BUILD UP (RADIOLITES ANGEIODES) DER PLETZACHALM ALS MUD MOUND IM	
	ZUSAMMENHANG OROGENETISCHER UND PALAFOGEOGRAPHISCHER ÜBERLEGINGEN	10

### 1.3 DIE VORKOMMEN DER BUCHAUERALM UND DER PLETZACHALM IM SONNWENDGEBIRGE

#### 1.3.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karte: AV-Karte Rofan Nr. 61:25000Geologische Karten:AMPFERER & OHNESORGE (1912): Blatt Innsbruck-Achensee (5047) 1:75000WÄHNER & SPENGLER (1935): geologische Karte als Beilage

Literatur: SCHLOSSER (1895); AMPFERER (1908); AMPFERER & OHNESORGE (1909:302, 1924) WÄHNER & SPENGLER (1935); WENDT (1969); RESCH et al. (1986)

#### 1.3.2 DAS GOSAU-VORKOMMEN: MADERSBACH-BUCHAUERALM UND SCHICHTHALS

Das Madersbachbett und besonders die neue Forststraße erlauben ausgezeichnete Einblicke in eine Gosauabfolge, die zur Gänze von klastischem Material aufgebaut wird. Diese Gosauserie leitet in situ-Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzien (Aufschluß 2te Kehre von unten) ein, deren ballgroße, kantenabgerundete, kalkalpine Komponenten reichlich Raum für bauxitisches Zwischenmittel offenhalten. Die eigentümliche Verrundung dieser großen Komponenten erklärt sich eher durch chemische Lösungsverwitterung als durch längeren Transport, da die rauhe Oberflächenstruktur gegen einen Zuschliff durch Transport spricht. Es sind vermutlich gerade diese groben, bauxitreichen Serien, die WÄHNER & SPENGLER (1935) dazu bewegten, diese sedimentäre Serie als "Schichthalsbrekzie" auszuhalten, zumal im Madersbachbett auf 1300 m NN ähnliche verfaltete rote Hornsteinserien wie am Schichthals selbst anzutreffen sind. Einen sedimentären Ursprung an Stelle der tektonischen Deutung von WÄHNER & SPENGLER (1935) als "Schichthalsbreccie" befürworten ebenfalls RESCH et al. (1986: 117).

Den nächsten Profilabschnitt übernehmen Brekzien/Fanglomerate/ auch grobe Konglomerate des alluvialen Fächers mit unterschiedlich hohem Anteil an bauxitischer Matrix. Der Madersbach hat diese Fazies angeschnitten und abgestürzte Blöcke sorgen für beste Aufschlußverhältnisse. Exotika wie sie aus der Brandenberger Gosau bekannt sind, fehlen diesen Serien. Die Geröllfracht setzt sich aus triadischen und jurassischen, vielfach sehr kieselsäurereichen Aufarbeitungsprodukten zusammen. Detritische Quarzkörner machen sich erst in echten Konglomeraten, insbesondere in den matrixreichen Parakonglomeraten bemerkbar.

Ausgeprägte Gefügemerkmale sind, wie so oft in transgressiven, klastischen Serien bis auf gelegentlich massige Bankbildung sowohl in tieferen als auch in höheren Profilanteilen nicht auszumachen. Es zeichnet sich in der grobklastischen Profilentwicklung eine retrogradierende, alluviale Fächerassoziation mit der Entwicklung des inner-mid - outer fan bis in den litoralen Bereich ab, nicht zuletzt, da hoch in den sandreichen Konglomeraten ein bioklastenreiches Resedimentgeröll mit typischer Flachwasserfauna-/flora isoliert wurde:

> BIVALVIA: Hippuritacea (Radiolitidae, Hippuritidae) ECHINODERMATA BRYOZOA: Cyclostomata PORIFERA: Inozoa PROTOZOA: Textulariina (Textulariidae) RHODOPHYTA: Corallinaceae (Archaeolithothamnium gosaviense) Gestein: bio-/lithoklastischer Kalkarenit

Daß der klastische, festländische Einfluß sehr dominierend ist, belegt nicht nur dieses interessante Resedimentgeröll, sondern auch die nachfolgenden, äußerst fossilarmen Kalkarenite, in denen der flachmarine Charakter erst im Dach der Kalksandstein-Abfolge durchschlägt:

> BIVALVIA: Hippuritaces (Radiolitidae, Hippuritidae) ECHINODERMATA ANNELIDA: Serpulidae PROTOZOA: Textulariina (Textulariidae) Miliolacea Rotaliina (Rotaliidae)

## Аъъ. 18

Lok.: Sonnwendgebirge - Madersbach/Buchaueralm.

Die Übersichtsdarstellung der Profilentwicklung enthält die wesentlichen Angaben über Ablagerungsregime, Sedimenttypen und biogenen Inhalt.

1.5720 3.7

Den Abschluß des Profils bilden vermutlich hemipelagische Pelite, deren Alter und lithologische Ausbildung bislang noch nicht Gegenstand von Untersuchungen waren.

the state of the second state and the second state of the second s

.


RHODOPHYTA: Corallinaceae (Archaeolithothamnium sp.) CHEOROPHYTA: Dasycladaceae Lithologie: feiner/grober Litharenit, Lithokalkarenit

Gosau-Sandsteine ähnlichen Typs blieben auch am Schichthals erhalten, wobei eine kleine konglomeratische Einschaltung an der Basis auf einen ehemals umfangreichen Schichtstapel hinweist. In südlicher Richtung zum Vorderen Spitz wird der Gosau-Sandstein vom spitzwinklig verfalteten Radiolarit abgelöst und es stellt sich eine Serie mit alpinem Muschelkalk, Werfener Schichten und Haselgebirge ein.

Sehr häufig treten Haselgebirge und Werfener Schichten als Deckenscheider und Bewegungsbahnen in Erscheinung, so auch am Schichthals, wo die Inntaldecke nach N auf die Lechtaldecke vorstößt. Im Bereich einer Deckengrenze ruhen häufig Gosau-Schichten (z.B. Wolfgangsee/Weißenbach, Salzburger Becken, Muttekopf), die auch später postgosauisch (bereits intragosauisch?) überfahren werden können.

Am Schichthalsgrat lassen sich spitzwinklig verfaltete und zerrüttete Radiolarite von der beschnittenen Gosauabfolge so gut differenzieren, daß ein Übergang der Radiolariengesteine "ohne scharfe Grenze in die Schichthalsbreccie" WÄHNER & SPENGLER (1935: 96), in der hier vergeblich nach Gosausandsteinen (auch in Schliffen!) gesucht wurde, nicht erkennbar wird. Im Bereich der Buchaueralm - Madersbach offenbart sich der eindeutig sedimentäre Charakter bauxitischer Transgressionsserien (vgl. auch RESCH et al., 1986).

Die im Madersbachbett unterhalb der Buchaueralm anstehenden Pelite mit Spurenfossilien und feinen, offenbar turbiditischen Sandsteineinschaltungen wurden bislang keiner genaueren Prüfung unterzogen, so daß keine Altersangaben über diese vermutlich hemipelagische Abfolge gemacht werden können.

Wahrscheinlich repräsentieren monomikte Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate im Karwendel am N-Rand des Gamsjoch-Streifenfensters (vgl. TOLLMANN, 1976 b, Beil.-Bl. 3) auf Reichenhaller Schichten transgredierend, ein Gosauvorkommen, das zwischen Sonnwendjoch und Muttekopf vermittelt.

### 1.3.3 DIE GOSAU-VORKOMMEN: PLETZACHALM UND BAYREUTHER HÜTTE

Spuren einer inzwischen weitgehend abgetragenen Bedeckung (grob-)klastischer, alluvialer Gosauablagerungen haben sich reliktisch sowohl im Gebiet der Bayreuther Hütte am Berger Kopf (Berger Kopf lt. AV-Karte; Latschenkopf nach geol. K. v. WÄHNER & SPENGLER 1935) und nördlich der Bergalm als auch auf der Pletzachalm und am Pletzachkopf erhalten. Die weitaus größere Verbreitung der ehemaligen Gosauvorkommen gibt sich in der Präsenz unterschiedlicher Gosau-Faziestypen (z.B. mergelige Fossilschuttkalke am Berger Kopf; Feinbrekzien; Konglomerate) als Komponenten in Alluvionen zu erkennen. Zwischen beiden Gebieten gibt der triassische Sockel immer wieder Zeugnis der tiefgründigen lateritischen Verwitterung, besonders wenn reinweiße Karbonate von (Limonit-) imprägnierten Haarrissen und mit Roterdeprodukten erfüllten Klüften durchzogen sind.

Die grobklastischen Brekzien und Fanglomerate formieren sich im wesentlichen aus Triaskomponenten (vornehmlich rhätische Karbonate mit Triassina handkeni, Trocholina crassa und Aulotortus sinuosus; Oosparit) und Juragesteinen (Radiolarit; Spiculit; Echinodermenspatkalk; ooid-/peloidreicher Biosparit). Ob in den speziellen Untersuchungen zum Gosaurelief am Pletzachkogel (nach der AV-Karte vermutlich identisch mit dem Pletzachkopf!) auch Exotika (z.B. aufgearbeitete Ophiolithe) angetroffen wurden, geht aus RESCH et al. (1986: 117) nicht hervor. Ebenfalls ließen die kartographischen Darstellungen Abb. 1 u. 2 (RESCH et al. 1986) in ihrer Anschaulichkeit auf Grund fehlender Orientierungshilfen sehr zu wünschen übrig, falls die Absicht eines Geländeunkundigen bestände, diese Vorkommen ohne Kenntnis der geomorphologischen Situation auch vor Ort aufzusuchen!

Häufig können Stylokontakte zwischen Komponenten vermerkt werden, wenn sich Gerölle entlang einer Kontaktnaht verzahnen, die sich durch tonreiche Säume abzeichnet.

Obwohl man in den Brekzien im Ludoibachbett zum Hangenden hin eine deutliche Abnahme der Korngröße registriert, bleibt der fazielle Übergang zwischen den grobklastischen Basisserien und den flachmarinen, fossilreichen Gosau-Vorkommen auf der Pletzachalm entweder unter der alluvialen Bedeckung oder auf Grund einer tektonischen Abscherung der mergelreichen Serien verborgen. Die Existenz einer Sandsteinbank (vgl. Abb. 19, 20) und kohlige Lagen sprechen für einen geringen Schichtausfall und ein ganz allmähliches Übergreifen der flachmarinen Absatzbedingungen. Die lithærenitische Sandsteinleitbank enthält Milioliden und Textulariiden. Sie markiert mit Resedimenten (Protointraklaste) im Dach das Einwirken eines episodischen Sturmereignisses. Vor dem Einsetzen des abgebildeten nahezu monotypischen Radiolitiden-build up erscheinen Mergel mit einer reichen Makrofauna an Anthozoen, Gastropoden und Bivalven (vgl. Abb. 19, 20; vgl. dazu die Faunenliste von SCHLOSSER (1895), in denen sich ein kohliger Horizont einschaltet.

## 1.3.3.1 DAS RADIOLITIDEN-BUILD UP (RADIOLITES ANGEIODES) DER PLETZACHALM ALS MUD MOUND IM ZUSAMMENHANG OROGENETISCHER UND PALÄOGEOGRAPHISCHER ÜBERLEGUNGEN

In der Profilstrecke Pl erlangen in der Profilmitte die Radiolitiden (Radiolites angeiodes) gegenüber den anderen Makroorganismen (Gastropoden, Anthozoen) eine dominierende Stellung und bauen 4 Hartbänke (Kalkmergel/Mergelkalk) von 0,3-0,5 m Mächtigkeit auf, die sich von den 0,2 m mächtigen, weicheren Mergelzwischenlagen deutlich absetzen. Die Radiolites-Hartbänke entsprechen in der Art der Besiedlung dem Typus eines "cluster" (KAUFFMANN & SOHL, 1974) mit einer offenen Besiedlungstextur ("peuplements à maille lâche" PHILIP, 1972: 215), bei der der Zusammenschluß von Organismen nicht die Regel ist. Es wiederholt sich viermal das Muster der Pionierbesiedlung, die im Profilabschnitt P1 noch nicht in der Lage ist, einen auch morphologisch eigenständigen, geologischen Körper mit einer monotypischen Vergesellschaftung aufzubauen. Dieses Bestreben führt erst in der Lateralen zum Erfolg und offenbart sich deutlich in der Profilstrecke P2 mit der Möglichkeit einer differenzierten Korrelierung mit dem Profilabschnitt-P1, wo erst mit der letzten Radiolitidenbank (vgl. Abb. 20) der Durchbruch zur monotypischen Besiedlung und damit zum Aufblähen der Bankmächtigkeit gelingt. Durch die Aufblähung des Schichtverbandes erlischt auch die Chance der bankweisen Korrelierbarkeit. Bei der Diskussion um die Benennung eines derartigen Körpers gilt es, die besondere paläogeographische Gesamtsituation zu Beginn der Gosausedimentation in Betracht zu ziehen, bevor auf Parallelitäten und Analogien zu rezenten Gegebenheiten geschlossen werden kann. Das heißt, daß das Modell des heutigen Riffes nach HECKEL (1974) neben der exponierten Morphologie vor allem die Wellenresistenz und ein Wachstum im turbulenten Wasser zur Vorbedingung macht. Dazu bedarf es der Faktoren eines zusammenhängenden starren Gerüsts und der Bereitstellung kompakter Aufarbeitungsschuttmassen, die im Pletzachalm-Vorkommen nicht gegeben sind. Vielmehr sind der biogene Detritus und die Radiolitiden, die schon zu Lebzeiten bis auf die Deckelklappenregion als "horn shaped recliners" (SEILACHER, 1984) zumeist isoliert im Schlamm eingebettet sind, ungebunden von feinem Kalkschlamm eingehüllt (Matrix: bioklastischer wacke-/packstone). Der Karbonatgehalt des oft überraschend dunklen Fossil-(Schutt-)Kalkes ist mit 98% CaCOz sehr hoch und unterscheidet sich nicht von den hellen reinweißen Varietäten. Permanente, turbulente Strömungsverhältnisse hätten eine Auswaschung des feinen biogenen Kalklutits bewirkt, für die es keine Anzeichen gibt. Mit Sicherheit stellten episodische Sturmereignisse (z.B. Jahrhundert-Stürme) für die Lebewelt einschneidende punktuelle Veränderungen dar, die sich in Form von Aufarbeitungen (vgl. Resedimente im Dach der Sandsteinleitbank), Auswaschung der Rudisten, Zerstörung und Schuttbildung äußerten.

Die paläogeographischen Verhältnisse bezeugen eine mähliche Ingression des Meeres in kompressive Tröge im Vorfeld vorstoßender höherer Deckeneinheiten oder Schuppen, die zuerst terrestrischen Schutt aufnehmen bevor sich flachmarine Verhältnisse einstellen. In der Phase der langsamen Platznahme mariner Bedingungen muß mit Sicherheit von einer ausgeprägten Morphologie mit landfesten Antiklinalzügen und flachmarinen Depot-Räumen, die sich vorwiegend langgestreckt entlang EW-Achsen entsprechend dem vorgosauischen Relief nach der mediterranen Phase (TOLLMANN, 1964 e) im Ob.-Turon (TOLLMANN,1976a : 385; 1986: Tab. 4) ausrichteten, ausgegangen werden. Der tektonische Baustil der Nördlichen Kalkalpen war in seiner wesentlichen Anlage mit der mediterranen Phase abgeschlossen, wenngleich nicht-phasenhafte Einengungs- und Überschiebungsprozesse weiter anhielten, wie durch das nicht-synchrone Einsetzen der Gosau in den jeweiligen Depot-Räumen, die kontinuierliche Subsidenz der Gosaubecken durch Kompression (mit teilweise anhaltender Flachwassersedimentation auf antiklinalen Erhebungen, vgl. Kap. 1.4.3 - Brandenberg) und durch gravitative Massenverlagerungen (u.a. Turbidite und Olisthostrome) während der gecamten Oberkreide bezeugt wird.

Diese Faktoren, die auf endogenen Vorgängen des Diastrophismus beruhen, erklären den Erfolg der Rudisten bei der Besetzung einer ökologischen Nische, die den speziellen, durch die Orogenese geschaffenen Umweltbedingungen besser angepaßt waren (u.a. Filterapparat in der Deckelklappe - ZAPFE, 1937: 85; COATES, 1977) als andere Riffbildner wie z.B. die Korallen. Der Schutt von antiklinalen Erhebungen sammelte sich nach Überwindung oft beträchtlicher Reliefunterschiede (vgl. RESCH et al. 1986) in zunächst terrestrischen Depot-Räumen (Sonnwendjochsynklinale !), die allmählich vom Meer überflutet wurden. Dabei hält die Zufuhr klastischen Materials weiter an, wie der Profilverlauf des Gosauvorkommens der Buchaueralm (vgl. Abb. 18) eindrucksvoll dokumentiert. Die tektonisch-geomorphologische Gebundenheit an orogene Strukturen illustriert auch POLSAK (1981) mit dem Beispiel biolithitischer Komplexe (Rudisten, Korallen) in der Subduktionszone der inneren Dinariden, die an Inselbögen gebunden sind. In alpinen Gosaugebieten orientieren sich Rudisten-build ups streng an Antiklinalen (z.B. Köglalm/Brandenberg auf der Unutz-Pendling Antiklinale – vgl. Kap. 1.4.3) oder an Deckengrenzen (z.B. Lattenberg/Untersberg – Wolfschwang am N-Rand der Berchtesgadener Decke, vgl. Kap. 1.8.4).

In Bereichen abseits der unmittelbaren Beschickung klastischen Materials durch die Lieferquellen terrestrischen Detritus', etwa durch Deltas, fanden die Radiolitiden in zumeist ruhigen Arealen mit hoher Bioproduktion ideale Lebensbedingungen. Biogener Kalkschlamm und der Detritus zerbrochener Schalensubstanz fängt sich zwischen den lose im Kalkschlamm steckenden Radiolitiden (bafflestone), so daß die lokal überhöhte Sedimentationsrate und das massenhafte Auftreten der Radiolites-Biomorpha sowie deren Detritus letztlich zu einer topographischen Erhebung über den zeitgleichen Untergrund führt. Die biogen entstandene Hügelstruktur kann allgemein als "bioherm" (CUMINGS, 1932; PHILIP, 1983: 93) oder als "build up" bezeichnet werden. KAUFFMANN & SOHL (1974) verwenden für topographisch signifikante Rudistenbioherme- bzw. build ups den Begriff "bank" (: 439. 441), der hier jedoch keine Verwendung finden soll, da dieser mit dem gleichnamigen deutschen Ausdruck und seinem abweichenden begrifflichen Inhalt kollidiert. Schärfer als diese allgemeinen Bezeichnungen umreißt der Begriff "mud mound" (vgl. dazu FLÜGEL, E., 1982: 547-549) als Schlammhügelstruktur die genannten Eigenschaften, die im Gegensatz zu den rezenten Riffen stehen. Proben aus dem Zentralbereich (P3-vgl. Taf. 3 B) des abgebildeten mud mound lieferten neben der Dominanz von Radiolites-Biomorpha und Radioliten-Schalenschutt den Nachweis von Hippuritiden-Fragmenten, Textulariiden und Milioliden, sowie fecal pellets von Organismen unbekannter Herkunft. Korallen, Rotalgen (Corallinaceen) und Grünalgen (Dasycladaceen; Halimeda; Lithocodium/Bacinella) erscheinen reichlich in der Profilstrecke P1 (vgl. Abb. 20), die in der Lateralen den Radiolites-Schlammhügel vertritt.

Einen rezenten Schlammhügel größeren Ausmaßes aus unkonsolidierten, kalkigen Sedimenten beschreibt TURMEL & SWANSON (1976) aus dem Rifftrakt von Florida. Dort fangen marine Gräser die Partikel der sedimentliefernden Grün- und Rotalgen, was in Abwesenheit permanenter stärkerer Wellenbewegung zu Schlammbänken führt. Interessant erscheint ebenso wie im Pletzachalm-mud mound der Nachweis von milioliden Foraminiferen im Kalkschlamm.

Die weitere Profilentwicklung der Pletzachalm-Gosau sowohl im Dach des mud mound wie auch in der Mergelfazies, die zum Hangenden zunehmend am Fossilien verarmt, kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden. Mit Vorsicht wird an eine regressive Tendenz gedacht. Hemipelagische Pelite, wie sie im Gebiet der Buchaueralm vermutet werden, konnten im Pletzachalmgebiet nicht angetroffen werden.

Obwohl generell Hippuritiden stärker als die Radiolitiden direkte Faziesverzahnungen mit festländischen Klastika (Feinkiese, Grobsand, Feinsand) eingehen, kann auch bei den Radiolitiden die fazielle Nachbarschaft zur klastischen Sedimentation sowohl aus der vertikalen Profilentwicklung als auch dem lateralen Zusammenhang etwa zur Gosau der Buchaueralm, in deren Profilserie auch Radiolitidenschutt belegt werden konnte, gefolgert werden.

Die enge Anlehnung der Rudisten an terrigene Einflußzonen vermerkt auch PHILIP (1974: 142): "A noter l'absence de calcaires oolithiques et de dolomies, mais l'incorporation fréquente de matériel quartzeux ou argilleux. C'est en effet un des traits originaux de ces formations à Rudistes que de se développer en affrontement quasi continu avec les faciés terrigènes".

Den Übergang der turonen karbonatischen Rudisten-Plattform in eine terrigene Rudisten-Plattform mit 1 Rudistenbiostrom und 1 biobîte illustriert BILOTTE (1982). Im Zusammenhang mit der lagerstättenkundlichen Untersuchung über die Bauxitgenese erkannte NICOLAS (1968) die Zeitverschiebung bei der Meeresingression, die ins Landesinnere von SE-Frankreich in die jeweiligen Becken vorrückt.

# Аъъ. 19

Lok.: Pletzachalm Übersichtsdarstellung der geologischen Verhältnisse auf der Pletzachalm/Sonnwendgebirge.

.

# Abb. 20

# Lok.: Pletzachalm

Die Entwicklung eines Radiolites-build up mit der Interpretation als mud mound (Schlammhügelstruktur) auf der Pletzachalm unter Berücksichtigung lateraler Faziesübergänge. Die Lage der Profile zueinander ist der Übersichtsdarstellung Abb. 19 zu entnehmen.





1.4	DIE GOSAU VON BRANDENBERG	21
1.4.1 1.4.2 1.4.3	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR DIE KLASTISCHE FAZIES DIE TERRIGEN-KLASTISCHE – BIOGEN-KARBONATISCHE MISCHFAZIES DES FLACH-	21 21
		22
1.4.3.1	UBERBLICK UND PALAOGEOGRAPHIE	23
1.4.3.2	AUSGESUCHTE FAZIESBEISPIELE DER TERRIGEN-KLASTISCHEN – BIOGEN-KARBO- NATISCHEN MISCHFAZIES	25
1.4.3.2.1	NORDHANG DES VOLDÖPFBERGES	25
1.4.3.2.2	KRUMBACHALM	26
1.4.3.2.3	NACHBERGALM UND ASCHAALM	26
1.4.3.2.4	KÖGLALM	27
1.4.3.3	RUDISTEN-BIOLITHITE	28
1.4.4	DIE BECKENFAZIES: BRANDENBERGER ACHE/MÜHLBACH	29

### 1.4 DIE GOSAU VON BRANDENBERG

1.4.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karten: 89 ANGATH ÖK 1 : 25000 (Kartenaufnahme 1:50000) 120 WÖRGL ÖK 1 : 25000 (Kartenaufnahme 1:50000)

Geologische Karten: Geologische Karte von Bayern 665 Schliersee 1 : 100000 AMPFERER: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75000, Blätter 4948 Kufstein (1925) und 5048 Rattenberg (1918)

Literatur:AMPFERER & OHNESORGE (1909); SCHLOSSER (1910); AMPFERER (1921); KATSCHTHALER (1935); SCHULZ (1952);FISCHER,P. (1963,1964);SCHENK (1970); HERM & SCHENK (1971); HERM (1977, 1979, 1985); DIETRICH & FRANZ (1976); TOLLMANN(1976a); HERM et al. (1979); IMMEL et al. (1982).

#### 1.4.2 DIE KLASTISCHE FAZIES

Die imposantesten Vorkommen klastischer Serien mit Komponenten unterschiedlichster Korngröße, Zurundung und Lithologie haben sich im N der Brandenberger Gosau im Bereich der Weißache-Mündung in die Brandenberger Ache, auf der Hochtalalm, Zöttbachalm, am Trauersteg und auf der Brandalm erhalten, wo sie über verschiedene triassische Schichtglieder (Wettersteinkalk, Raibler Schichten?, Hauptdolomit) greifen. Mengenmäßig dominieren grobklastische Serien von Brekzien und Fanglomeraten aus kalkalpinem Lokalschutt neben Konglomeraten/konglomeratischen Areniten/(Grob-)Areniten mit meist relativ geringen exotischen Anteilen über sedimentäre lateritisch-bauxitische Pelite (bauxitischer wackestone) und eigentümliche düster-rote Parakonglomerate/Arenite aus vorwiegend exotischem, siliziklastischen Detritus. Letztgenannte Serien verdienen besondere Beachtung, da diese prinzipiell eine andere sedimentologisch-geologische Vergangenheit hinter sich haben als der unreife "geschichtslose" kalkalpine Lokalschutt. Bereits AMPFERER (1916a: 138) weist auf den Umstand hin, daß exotische Windkanter (Quarzite und dichte Felsophyre) aus niederösterreichischen Gosauvorkommen sich "auf zweiter Lagerstätte befinden und von ihrem Entstehungsort erst später eingeschwemmt wurden". Die exotischen Parakonglomerate entsprechen exakt dem Bild mehrfach umgelagerter Restschotter mit Phasen der subaerischen Exposition und/oder einem Verweilen in lateritischen Bodenhorizonten, wo sich an den Geröllen ein (wüsten?-)lackähnlicher Überzug aus Eisen(hydro-)oxyden bilden konnte. Gelegentlich trifft man in Geröllen von kieseligen Gesteinen (Quarzit, Radiolarit, Kieselkalk, Spiculit) auf ringförmige, farblich abgesetzte Reaktionsfronten. Wahrscheinlich unterlagen die Gerölle dem Ausleseprozeß und dem Abschliff zu optimal gerundeten Komponenten (Größenintervall: 0,5 - 3,5 cm Durchmesser) während des Transports in mehreren Umlagerungsvorgängen auf der (ober-)turonen Landoberfläche. Selbstverständlich kann auch eine Umlagerung landfest gewordener mariner Konglomerate im Zuge wachsender Kompressionsvorgänge in Betracht gezogen werden. Relikte dieser Restschotter und exotischen Arenite haben sich als eigenständige Einschaltungen (vgl. AMPFERER 1921: 150) innerhalb des dominierenden, kalkalpinen Lokalschutts im transgressiven Kontakt auf dem Hauptdolomit östl. des Trauerstegs und an der Weißache-Mündung erhalten und dokumentieren damit ihre Präsenz als eine fazielle Ausbildung der ältesten und tiefsten Gosau. In höheren Profilanteilen wird der exotische Detritus entweder in den

Lokalschuttmassen mitaufgenommen oder es setzt sich dieser als eigenständige, distinkte Einschaltung in den klastischen Serien z.B. in Form der Serpentinsande auf der Hochtalalm und der Zöttbachalm (vgl. AMPFERER, 1921: 150; SCHULZ, 1952: 36 und DIETRICH & FRANZ, 1976: 93) durch. Der Nachweis weniger Bivalvenfragmente und einer Textulariide in der exotischen Serie an der Weißache-Mündung spricht möglicherweise für flachmarine Verhältnisse. An einer Probe (Abb. 22) wurden steil einfallende Leeblätter als Schrägschichtungsgefüge angetroffen. Zur Diskussion stellen sich damit folgende Deutungen:

- 1) eine primäre flach-/seichtmarine (near shore) Transgression der exotischen Serien auf triassischem Untergrund,
- eine alluviale Verfrachtung älterer, (turoner) flachmariner, exotischer Serien (N-Schüttung),
- 3) eine (alluviale) Umlagerung bereits gosauischer Sedimente (exotische Serien) vergleichbar dem roten, turbiditischen Sandstein von der Hechtsee-Gosau (Kap. 1.6.2) - N-Schüttung),
- 4) mehrfache Umlagerungs- und Sedimentationsvorgänge von exotischen Serien im Zeitraum Turon-Conisc (N-Schüttung).

Die sedimentologische Prägung der vom Lokalschutt dominierten, klastischen Basisserien entspricht dem Erscheinungsbild alluvialer Piedmont-Fächer, deren Produkte entweder direkt auf dem triassischen Sockel (Hauptdolomit, Wettersteinkalk) transgredieren oder die lokalen in situ-Verwitterungsbrekzien/Hangschutt-(Grob-)Brekzien bzw. die exotischen zeitgleichen (wenn nicht älteren) Einschaltungen ablösen. Zum Hangenden verläuft die Profilentwicklung (vgl. Abb. 21) retrogradierend mit Bankmächtigkeitsabnahme und Kornverfeinerung (thinning and fining upward sequence), so daß sich ein kontinuierliches Durchlaufen der faziellen Räume ergibt: Von den ersten Transgressionsbildungen (in situ-Brekzien/exotische Einschaltungen) über alluviale Fächer-Sedimente mit hohem Anteil an gravitativ transportierten Serien (debris flow/ mud flow) in den äußeren Fächer mit den Transport- und Absatzbedingungen des strömenden Wassers (stream flow) bei der Sedimentation von (Fein-)Konglomeraten/Parakonglomeraten/(Grob-) Psammiten und daran anschließend in den vermutlich deltaischen Depot-Raum (Aufscheinen stark umkristallisierter biogener Schalenfragmente) mit gelegentlich schräg-/kreuzgeschichteten Lithareniten, die häufig Geröllschnüre (pebbly sandstone) und eine Einstreuung außerordentlich gut gerundeter (Strand?-)Gerölle aufweisen (vgl. Abb. 21). Das Gefügeinventar der transgressiven, klastischen Basisserien nimmt sich eher bescheiden aus: planare Schichtung (plane beds/upper flow regime vgl. REINECK & SINGH, 1975: 9); Geröllschnüre, Entwässerungsrisse und Sackungsstrukturen sowie seltene Schräg- und Kreuzschichtung in höherer Profilposition - im Vergleich mit regressiven progradierenden Profilabfolgen (z.B. regressive Faziesentwicklung von der Brackwasser-Molasse in die Obere Süßwassermolasse).

In den feinen Kanälen (1-3 mm) der Entwässerungsrisse ("water escape structures", IOWE, 1975). befinden sich angereichert Glimmerplättchen, die parallel zur Rißwandung, also senkrecht zur normalen Einbettung im Schichtverband eingeregelt sind. Entwässerungsrisse entstehen bei rascher Sedimentation, wenn das Porenwasser wenig kompaktierter Sedimente unter der Auflast erneuter Schüttungen ausgepreßt wird. Am deutlichsten und häufigsten sind diese in den (fein-) sandigen Partien auszumachen.

Gleich den exotischen Serien repräsentieren die lateritisch-bauxitischen Pelite (bauxitischer wackestone; z.B. massige Einschaltung am Trauersteg - vgl. Abb. 22) Residualprodukte kombinierter, chemischer und physikalischer Einflüsse und Prozesse, die auch exotische Körner und kleinere Gerölle enthalten, so daß ein gewisser Eintrag bauxitischen Materials auch von nichtkarbonatischen Verwitterungsflächen nicht von der Hand zu weisen ist. Andererseits wurde oberhalb der Zöttbachalm eine Probe geborgen, die den nahtlosen Übergang aus dem anstehenden Wettersteinkalk mit verzweigtem, ästigen Kluftsystem (fitting = 100 %) in eine matrixreiche (lateritisch-bauxitischer Karbonatsiltit) Brekzie mit Korngrößenabnahme belegt. Auf die generelle Problematik des Bauxits und der bauxitischen Gosausedimente wird in Kap. 2 verwiesen. Exotische Konglomerate mit ideal gerundeten Geröllen stehen im Raum Atzl, auf der Krumbachalm und der Nachbergalm an.

Der kalkalpine, kompositionelle Inhalt der klastischen Serien deutet auf eine Abtragung der steilstehenden bis überkippten Schichtglieder der Trias und des Jura sowie der unterkretazischen (Neokom-Aptychenschichten) Muldenfüllung der Thiersse-Mulde im N hin, da diese Gesteine auch in der basalen Gosau untergeordnet in der Masse der Trias-Gesteine anzutreffen sind.

# Abb. 21 Lok.: Brandenberg/Trauersteg

Profilentwicklung der basalen klastischen Gosauserien am Trauersteg mit Interpretation der Ablagerungsprozesse.

Die Dokumentation der basalen Gosau beginnt mit terrigenen klastischen Abfolgen des alluvialen Fächer-Regimes (vgl.BLISSENBACH, 1954; ALLEN, 1965; HOOKE, 1967; BULL, 1972; NILSEN, 1982 und BALLANCE, 1984). Dabei enthalten die Basalserien in unterschiedlich hoher Konzentration Aufarbeitungsprodukte eines abgetragenen Latosols/lateritischen caprocks.

Das dargestellte Profil A 1st eine Sequenz mit Bankmächtigkeitsabnahme und Korngrößenverfeinerung (thinning and fining upward sequence) mit retrogradierender Entwicklung von in situ-Brekzien/exotischen Einschaltungen über alluviale Piedmont-Fächer-Sedimente mit hohem Anteil an gravitativ transportierten Serien (debris flow/mud flow) in den äußeren Fächer (stream flow) bis hin zu vermuteten Deltabildungen im Dach.

Teilprofil B zeigt die in Taschen der verkarsteten Trias erhalten gebliebenen festländischen Sedimente (= fluviatile?. dunkelrote Sande mit hohem Exotika-Anteil in der Sand- und Kiesfraktion). Diese in Relikten erhaltenen Ablagerungen sind ein wichtiger Beweis für die Kommunikation nördlicher und damit in Stirnnähe des austroalpinen Deckenstapels gelegener Mittel/Oberkreide-Absätze (z.B. Randcenoman) mit den oberkretazischen, intrakalkalpinen Depot-Räumen der Gosaubecken. Die Exotika sind von einer dünnen mikrokristellinen Fe/Mn - Oxyd-/Hydroxydkruste umgeben, die Gerölle poliert erscheinen läßt. Nach KRUMBEIN (1969, 1971) beruht die Bildung derartiger Überzüge auf selektiver biologischer Anreicherung von Mikroorganismen. Diese umfassen Flechten, Algen, Pilze und Bakterien, die endolithisch vorkommen und/oder in Krusten die Gesteinsoberfläche überziehen. Die Bildung derartiger Überzüge beschränkt sich nicht auf aride Gebiete (Wüstenlack), sondern ist unter allen Klimaten möglich.





# Abb. 22

# Lok.: WeiBache-Mündung:

Steil einfallende Leeblätter mit eingeregelten Geröllen in der litharenitischen Lage, die sich über Parakonglomerate legt. Der Nachweis von organischen Schalenfragmenten sowie einer Textulariide spricht möglicherweise für den Absatz der transgressiven düster-roten exotischen Serie im flachmarinen Litoral (nearshore). vgl. Diskussion S. 22. So wurden folgende kalkalpine Gesteine wiedererkannt:

•TRIAS: Wettersteinkalk, Raibler Kalke und Dolomite (unterschiedlichste Faziestypenu.a. Rauhwacken - am Brunftkopf durch neue Forststraße erschlossen), Hauptdolomit, Plattenkalk (Algenlaminit), Rhät-Kalke (zumeist Oosparit);

JURA: Hierlatzkalk, Kieselkalk, Radiolarit (oft opak limonitisch erzimprägniert; auch tektonisch stark beansprucht), Aptychenschichten;

UNTERKREIDE: Neokom-Aptychenschichten;

Jurassische Flachwasserkalke vom Typus des Salzfluh-/Plassenkalkes und Urgongerölle oder umgelagerte cenomane Gesteine konnten nicht angetroffen werden.

In nachfolgender Tabelle erfolgt eine knappe Aufzählung der bisher in der Literatur beschriebenen exotischen Gesteine aus der Brandenberger Gosau:

Tab. 10 Lithologische Zusammensetzung der exotischen Komponenten aus der Brandenberger Gosau.

AMPFERER & OHNESORGE (1909):

(:297/298): rote Quarzporphyre Felsitfelse, Felsophyre, Metafelsophyre Felsitporphyre eisenoxydführende jaspisartige Quarzite

SCHULZ (1952):

(:79, 81-83): Quarzporphyr Felsitporphyre Serpentin roter jaspisartiger Eisenkiesel Quarzpsammit, Quarzmylonit blastomylonitische Arkose

DIETRICH & FRANZ (1976): (Tab. 2): Serpentinit

Serpentinit Ophicalcit Metabasalt Meta-Pillow-Basalt

#### 1.4.3 DIE TERRIGEN-KLASTISCHE - - BIOGEN-KARBONATISCHE MISCHFAZIES DES SEICHTWASSER-SCHELFS

#### 1.4.3.1 ÜBERBLICK UND PALÄOGEOGRAPHIE

Diese Überfazies nimmt entsprechend ihrer gegenwärtigen Verbreitung, besonders bei der Verknüpfung der isolierten Vorkommen (vgl. Abb. 33) den größten Raum ein und vermittelt zwischen der (grob-)klastischen alluvialen Fächer-Fazies, die im Dach dieser Abfolge mit dem flachmarinen Seichtwasser-Schelf kommuniziert, und der Beckenfazies (Mühlbach, Brandenberger Ache/Mösl), die ihrerseits Einträge aus der Küstennähe (near shore facies) (vgl. HERM et al. 1979: 39; HERM, 1985: B2/55) ähnlich der Fazies von der Zöttbachalm oder von Atzl als Schuttstrom (debris flow) in kleinen Rinnen ("gullied slope" SCHLAGER & CHERMAK, 1979: 193) und turbiditischen Sandsteinlagen erhält. Das Becken selbst stellt in der tiefen Gosau (Coniac - Unt. Santon) einen prägosauisch angelegten, tektonisch eingemuldeten Intraplattform-Trog dar, der sich später nach S ausdehnt, während sich im N (Zöttbachalm) regressive Tendenzen (HERM et al. 1979; HERM, 1985) durchsetzen.

Etliche Autoren wie RICHTER, W. (1937); KÜHN (1947); SCHULZ (1952); FISCHER, P. (1964); SCHENK (1970); HERM(1977) koppelten bestimmte Faziestypen an tektonische Phasen. So koordinierte die Beckenfazies des Mühlbachs mit dem Sedimentationsgeschehen der "Unteren Gosau" und die küstennahe Flachwasserfazies mit der "Mittleren Gosau". Wenngleich die zeitliche Zuordnung der Faziestypen nach der älteren phasenhaften Auffassung übernommen wird, unterscheidet die kartographische Darstellung in HERM (1977, Abb. 1) bereits wesentliche Faziesmerkmale: die "Gosau in pelagischer Form" und die "Gosau in Randfazies". Jedoch ist das Kartenbild unvollständig und berücksichtigt nicht wie in FISCHER (1964: Abb. 1) die südlichsten Gosauvorkommen am N-Hang des Voldöppberges unterhalb des Jochmarterls, auf der Heumöseralm und oberhalb Schönau. Diese Vorkommen pointieren ähnliche Flachwasserdifferenzierungen wie sie z.B. auf der Krumbachalm oder Nachbergalm anzutreffen sind. Nur an manchen Stellen kündigt sich der Übergang der Flachwasserfazies in die Beckenfazies durch das Auftreten von planktonischen Foraminiferen (vgl. FI-SCHER,P., 1964:134 ff.) in Fossilschuttkalken an. Die Aufteilung der Brandenberger Gosau in eine "Nordfazies" und eine "Südfazies" (HERM et al. 1979; HERM, 1985) ohne eine zeitliche Abgrenzung verwischt die Tatsache, daß das Becken mit seiner Achse im Mühlbachtal in der frühen Gosau (Coniac) nahezu ringförmig (eine Dokumentationslücke klafft selbst heute nur im westlichen Sektor - evtl. Durchhalten der Beckeneinmuldung nach W in die Rofan-Synklinale) von weiten Arealen der terrestrisch-klastischen - biogen-karbonatischen Mischfazies des Seichtwassers umgeben war. Im Lauf der weiteren Entwicklung verbleiben die nördlichen und nordöstlichen Areale im Einflußbereich des Flachwassers und unterliegen später im Unt.-Santon regressiven Entwicklungstendenzen wie z.B. die Vorkommen von der Zöttbachalm und von Atzl (HERM et al. 1979; HERM, 1985), wohingegen die Beckenfazies auch den N-Hang des Voldöppberges (auch die Heumöseralm?) miteinbezieht.

Eine neue Alterseinstufung der Flachwasserfazies nahmen die Autoren HERM et al. (1979) und IMMEL et al. (1982) vor, die in etwa ein zeitgleiches Einsetzen - wenn nicht sogar einen früheren Beginn der nördlichen Flachwasserentwicklung (IMMEL et al., 1982: 5) - der Sedimentation im Flachwasser ("Nordfazies") und im Becken ("Südfazies") an Hand des Fossilmaterials nachweisen konnten.

Auf Grund der Geländekenntnis stehen genügend viele Aufschluß- und Fundpunkte zur Verfügung, die eine Rekonstruktion und Analyse der Beckenentwicklung, einschließlich dominierender Schüttungsrichtungen alluvialer Sedimentmassen zulassen. Mono-/oligomikte, kalkalpine in situ-Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien, gefolgt von kalkalpinen Fanglomeraten (Trias- und Jurakomponenten) und Konglomeraten/Sandsteinen mit Gerölleinschaltungen finden sich im Burgstallgraben W Mösl, in den östlichen Arealen Atzl, Einkehralm, Krumbachalm, Nachbergalm, Köglalm und im N im weiteren Umfeld der Zöttbachalm/Trauersteg. Paläogeographischen Aussagewert haben die Konglomerate, die in höherer und höchster Position mit dem Übergang in die sandige Fazies lokal flachmarine Einflüsse aufzeigen, weil sich auf Grund der Mächtigkeit, der faziellen Ausbildung (vgl. Kap. 1.4.2) sowie der Präsenz von Exotika und exotischen Schüttungen Angaben über generelle Trends der Lieferrichtungen machen lassen. Die mächtigsten Konglomerate - zudem mit reicher exotischer Geröllfracht - stehen im N am Trauersteg, im NE auf der Krumbachalm/Nachbergalm und im E bei Atzl an. Weitaus geringmächtigere Konglomerate, die keine oder nur untergeordnet Exotika führen, sind im Burgstallgraben (1230 m NN; Wettersteinkalk, Plattenkalk, rhätischer Oosparit, Radiolarit, Quarze und Quarzite in der Psammitfraktion) und am N-Hang des Voldöppberges (vorwiegend Hauptdolomit, Hauptdolomit-Mylonit, Rhät, Quarzkörner) zugänglich. Neben den schon im vorangegangenen Kapitel (1.4.2) angeführten Argumenten (z.B. distinkte exotische transgressive Schüttungen) ist die Mächtigkeitsverteilung und Geröllzusammensetzung gerade der südlichsten Vorkommen ein weiterer Hinweis darauf, daß eine bedeutende Schuttzufuhr aus dem S in nördliche Teile (z.B. Trauersteg) unmöglich ist, zumal in den südlichen Flachwasserbildungen am N-Hang des Voldöppberges lokal Biolithite direkt auf den Triassockel übergreifen. Der Zeitraum einer gedachten Schüttung von Geröllmassen wäre sehr kurz und am ehesten wahrscheinlich in Analogie zu den anderen Brandenberger Vorkommen zwischen dem Triassockel und dem Auftreten der Biolithite südlich von Brandenberg. Da jedoch die klastischen Serien im S im Verhältnis zu den Vorkommen genz im N (Zöttbach/Trauersteg) sehr geringmächtig sind, charakteristische distinkte exotische Schüttungen (vgl. Kap. 1.4.2) wie im N nicht nachzuweisen sind und eine Geröllieferung durch das Becken (barrière en creux) nach der Konstruktion der Biolithite am Voldöppberg, die später absinken, ausgeschlossen werden muß zumal echte Konglomerate im Profil aus der Beckenachse nicht bekannt sind - wird an dieser Stelle eine Anlieferung exotischer Schuttmassen aus dem S, wie sie WEIDICH (1984b) vertritt, ausgeschlossen.

Die paläogeographisch so bedeutsamen Konglomerate werden von Areniten (Litharenite, Lithokalkarenite) mit unterschiedlicher Einstreuung von oft excellent gerundeten Strandgeröllen und Einschaltungen von Geröllschnüren (pebbly sandstone) abgelöst. Generell weisen die oft nur schwach verfestigten Sandsteine nur wenige texturelle Merkmale wie planare Schichtung (upper flow regime) und nur untergeordnet flache Schräg- und Kreuzschichtung, dagegen häufig Entwässerungerisse (water escape structures) auf. Im Gegensatz zu diesen texturell eintönigen Abfolgen erscheint bei Wies (E Aschau) im Talgrund (vgl. Abb. 33) ein wenig kompaktierter Sandstein mit Gefügemerkmalen der +/- bogenförmigen Schrägschichtung, Kreuzschichtung, gelegentlicher Kolkausfüllung (scour-and-fill structure) und eingeschalteten kohligen Bändern. Dieser Sandstein tritt in Randposition zum Becken auf und entspricht exakt dem texturellen Bild von Strandsanden in Küstennähe oder Vorstrand, die auch eine Sandbarre (nearshore bar complex) dokumentieren können. Der Litharenit ist reich an Quarz, Quarzit und Radiolarit. Das Liegende der litoralen Eande reflektiert die engräumigen Verzahnungen und das fazielle Neben-

# АЪЪ. 23

### Lok .: Straßenaufschluß 850 m NN ESE Aschau

Der Ausschnitt zeigt das transgressive Übergreifen flachmariner, sandiger Gosausedimente mit charakteristischer Fauna über den im Dezimeterbereich calichifizierten Plattenkalk. Dieser wurde nach der subaerischen Exposition im Gefolge der marinen Transgression intensiv angebohrt (Lithophaga alpina) und mit Schwarten inkrustierender Foraminiferen und Rotalgen überzogen. Der bioklastenreiche Litharenit ist quarzreich (25-35 %).

 in den obersten Partien calichifizierter Plattenkalk;
Hauptdolomitkomponente; 3) Litharenit: Bioklasten - Hippuritidae, Radiolaritidae; Echinodermen, Milioliden, Rotalgen (Archaeolithothamnium gosaviense); Lithoklasten: Wettersteinkalk, Hauptdolomit, Plattenkalk, Radiolarit, Aptychenschichten, Quarz (25-25 %); 4) Korallenstöckchen von Polytrenacis partschi; 5) größere Bioklasten von Rudisten (Hippuritidae, Radiolitidae), Serpuliden, cyclostomen Bryozoen, Korallen (Dimorphastrea sp.), Inozoen und Rotalgen (Archaeolithothamnium gosaviense, Solenopora sp., Ethelia alba).

### Аъъ. 24

## Lok.: Nachberggraben 1300 m NN

Ausschnitt eines größeren Hippuritidenframestone-Blocks, der von klastischen Sedimenten (Litharenit/Parakonglomerate) eingeschlossen ist. Die Kolonisierung von Hippurites (Vaccinites) boehmie kam nach Zusammenschluß zu einem cluster/Knospenriff? durch den starken klastischen Einfluß (kalkalpines und siliziklastisches Material) zum Erliegen.

1) äußere Schale des Rudisten Hippurites (Vaccinites) boehmie mit zahlreichen Anbohrungen (Vioa) und Bewuchs von inkrustierenden Rotalgen (Archaeolithothamnium gosaviense); 2) innere Schalensubstanz; 3) Rudisten-Bioklasten; 4) litharenitisches Resedimentgeröll (Plastiklast); 5) Litharenit mit ungerundeten Komponenten der Grobsandtraktion (Triaskarbonate, Radiolarit, Quarz, Quarzit, Serpentinit).



A bb. 23





Abb. 24

einander von Brekzien und einem Kohlesumpf. Kohlige Lagen, Stinkkalk und litharenitische Partien beinhalten Biomorpha und Bioklasten von Gastropoden, Bivalven, Echinodermen und Rotalgen. Im Hangenden der Strandsande gesellen sich zunehmend eingestreute Gerölle, Geröllschnüre und Geröllagen zu den Lithareniten/Lithokalkareniten, die mit steigender Profilhöhe vermehrt mikritische Anteile in der Grundmasse aufweisen. Fossilieh sind zumeist nur als Fragmente konserviert und nur gelegentlich trifft man auf ganze Biomorpha (z.B. kleine Korallenstöckchen und Rudisten) oder auf Resedimente (Plastiklaste) von hellen sparitischen Fossilschuttkalken des Flachwassers (bio-/lithoklastischer Kalkarenit ähnlich dem Untersberger Marmor). Die wesentlichen Charakteristika dieses Sandsteins sind folgende:

Fossilinhalt: BIVALVIA: Hippuritacea (Radiolitidae, Hippuritidae)

GASTROPODA ECHINODERMATA BRYOZOA: Cyclostomata CNIDARIA: Anthozoa PROTOZOA: Miliolacea Textulariina RHODOPHITA: Corallinaceae (Archaeolithothamnium sp.) Squamariaceae (Ethelia alba) Solenoporaceae (Solenopora sp.) CHLOROPHYTA: Siphonocladaceae (Pycnoporidium sp.) Codiaceae (Lithocodium sp./Bacinella irregularis) Komponenten: Wettersteinkalk, Hauptdolomit, Kössener Schichten, Rhätischer Oosparit, Aptychenschichten, Hierlatzkalk, Radiolarit, Spiculit, Quarzkörner, Quarzit, gelegentlich Porphyrgerölle

Lithologie: Mikrobrekzie/grober bis feiner Litharenit mit Einzelgeröllen und Geröllschnüren/Gerölleinschaltungen

Biolithite wie Hippuritiden-Knospenriffe oder Radiolitiden-build ups enthält diese Fazies, die sich über weite Areale entlang Unterberg nach Aschau und Wildmoos erstreckt, nicht. Paläogeographisch stellt diese Serie retrogradierende Abfolgen ("onlap") dar, die auf Grund der Hangposition vom landeinwärts vorrückenden Litoralsaum immer wieder lithoklastischen, untergeordnet auch bioklastischen Detritus erhalten und so ansehnliche Mächtigkeiten anhäufen, was auch das Fehlen biolithitischer Komplexe erklärt. Porphyrgerölle und insbesondere die Menge des siliziklastischen, arenitischen Detritus wird aus nördlichen Richtungen eingebracht, dort wo auch die klastischen Ablagerungen am mächtigsten ausgebildet sind (Brandalm, Trauersteg, Weißache-Mündung, Hochtalalm).

Dieser gelblich anwitternde, im frischen Bruch blaugrau erscheinende Sandstein mit eingeschalteter Geröllfracht korreliert im Beckenzentrum mit der Einheit "c" des grauen massigen Kalksandsteins (vgl. HERM, 1979: 38; HERM, 1985: B2/54). Dieser Kalksandstein ist jedoch mergeliger, führt mehr Mikrit in der Grundmasse (Beckenfazies!) als der ausgewaschene Litharenit/Lithokalkarenit der Randfazies. Das Aufscheinen von Globotruncanen (G. linneiana, M. coronata, M. tricarinata) geht einher mit dem Ubergang vom litho-/bioklastischen packstone in den wackestone, begleitet von der Korngrößenabnahme der arenitischen Fraktion in den Grobsilt. Das massige Erscheinungsbild und gelegentliche Anzeichen von dish - structure sprechen auch für gravitative Umlagerungsvorgänge innerhalb dieser Serie.

# 1.4.3.2 AUSGESUCHTE FAZIESBEISPIELE DER TERRESTRISCH-KLASTISCHEN - BIOGEN-KARBONATISCHEN MISCHFAZIES

### 1.4.3.2.1 NORDHANG DES VOLDÖPPBERGES

Unterhalb des Jochmarterls und oberhalb Schönau stehen rote, bauxitisch pigmentierte Radiolitiden-(Schutt-)Kalke (vgl. FISCHER, P., 1964:134ff.) mit in situ eingebetteten Radiolitiden an. Die Hohlräume sind von einem leuchtend roten Mikrit erfüllt. Eine Modifikation dieser Fazies bilden rote Resediment-Kalke mit der intensiven Einfärbung der Zwischenräume, die die eigentlichen, jedoch helleren fleischfarbenen Plastiklaste von einander absetzen. Als Begleitfauna treten cyclostome Bryozoen, Echinodermenfragmente, Milioliden und inkrustierende Foraminiferen und Algen auf. Das bauxitische Pigment bezeugt die Nähe des Festlandes, dessen Roterdebedeckung der Ausspülung zum Opfer fiel ("Biorhexistasie" ERHART, 1966). Weniger spektakuläre Hippuritencluster und -thickets (KAUFFMANN & SOHL, 1974) mit der Einbettung in den gewohnten (hell-)grauen Kalkschlamm (bioklastischer wackestone) stehen bei der Heumöseralm an.

Gerade diese Biolithite und Fossilschuttkalke ähneln stark den Verhältnissen auf der Krumbachalm. Die Rudisten besiedeln entweder den wenig aufgearbeiteten triassischen Sockel oder legen sich über wenig mächtige klastische Serien wie z.B. über geringmächtige Konglomerate bei Schönau mit der Begleitfauna von Korallen, Gastropoden, Bryozoen, clioniden Bohrschwämmen und inkrustierenden Foraminiferen und Algen. Nach FISCHER, P. (1964:142-144)zeigen an einer Stelle Mergel oberhalb des Schießstandes im Hangenden des Kalksandsteins bereits eine Mikrofauna, die vergleichbar ist mit der der Beckenfazies aus dem Mühlbacheinschnitt. Darüberhinaus weist auch das Auftreten von Globotruncanen im roten Schuttkalk (FISCHER, P., 1964:136) mancherorts auf ein zügiges Absinken von Teilen der südlichen Umrahmung hin. Diese Tendenz müßte noch für das Vorkommen der grauen Rudistenkalke nahe der Heumöseralm belegt werden, um die Beckenfazies auf der Südumrahmung vollständig zu dokumentieren. Insgesamt wird im Frühstadium der Gosauentwicklung (Coniac) in Brandenberg eine weiträumige Seichtwasserentwicklung mit terrestrisch-klastischer Beeinflussung belegt, die ein Becken mit der Achse im Mühlbachtal bis auf den heute nicht mehr dokumentierten Westsektor umschließt. Das Becken war bereits vorgosauisch angelegt, jedoch reagiert der gosauische Absatzraum im weiteren Verlauf synsedimentär auf orogenetischtektonische Prozesse, die zu einer weiteren Subsidenz des Beckens und der südlichen Umrahmung führen, wohingegen die Sedimentation im N nach HERM et al. (1979) und HERM (1985) im Bereich der Zöttbachalm mit einer Regressionsfolge im Unt .- Santon endet.

#### 1.4.3.2.2 KRUMBACHALM

Von der Krumbachalm bis zur Winterstube stehen Hippuritiden- und Rudistenschutt-Kalke an, deren topographisch wirksame, biologische Konstruktion als cluster, thicket und coppice (KAUFFMANN & SOHL, 1974) durch Erosionsprozesse gelegentlich herausgearbeitet wird und mit konvexer Oberflächenkrümmung im Almgelände erhaben in Erscheinung tritt. Die flächenmäßig größte Verbreitung haben Schuttkalke mit oft großen Rudisten-Fragmenten und -Biomorpha. Die Abbildung 25 illustriert exemplarisch an Hand eines Vorkommens zwischen der Nachbergalm und der Winterstube das enge fazielle Nebeneinander und die Verzahnung der terrigen-klastischen mit der biogen-karbonatischen Fazies. Über zunächst konglomeratischem Sandstein setzt die biologische Besiedlung mit vereinzelten Radiolitiden im Litharenit ein, bevor die Organismen zahlreicher werden und der lithologische Umschwung in den bioklastischen wackestone und dann in den Fossilschuttkalk vollzogen wird. Einer der ersten Pionierbesiedler sind stets die Stöckchen der Koralle Actinacis multilamellata OPPENHEIM (1930), die insbesondere nach Umkristallisationsphänomenen sehr leicht mit Stromatoporen (die auch fälschlich in der Literatur genannt werden) zu verwechseln ist. Hat sich ein Hippuritidencluster oder -thicket festgesetzt, währten die idealen Lebensbedingungen nicht sehr lange und es setzten sich regressive, terrestrische, litharenitische Sedimentationsbedingungen durch. Resedimentknollen innerhalb des hangenden Sandsteins verweisen auf die Aufarbeitung desselben, wofür ein Sturmereignis eine plausible Erklärung liefert.

#### 1.4.3.2.3 NACHBERGALM UND ASCHAALM

Wie in den letztgenannten Beispielen ergeben die Besiedlungsversuche der Rudisten auf dem stark terrigen beeinflußten Flachschelf sehr wechselhafte texturelle und lithologische Abfolgen mit innigen, faziellen Verzahnungen und Übergängen, die starke regressive Einflüsse bei einem übergeordneten Transgressionsgeschehen widerspiegeln. Wenn auch im Bereich der Nachberg-/Aschaalm terrestrisch beeinflußte Sedimente dominieren, existieren auch Faziestypen von biogenem Charakter. Es wurden folgende fazielle Charaktertypen ausgeschieden:

- mono-/oligomikte kalkalpine Brekzie
- Ortho-/Parakonglomerate mit Exotika, gelegentlich Kolkausfüllungen (scour-and-fill structures) und Schrägschichtung
- bauxitisch pigmentierter Karbonat-Feinsandstein und -Siltit
- dunkle mergelige Siltite mit Phytaldetritus
- fossilreiche Mergel
- "Gastropoden-Hartbank": Biomorpha und Bioklasten von Nerineen und Rudisten (Hippuritidae, Radiolitidae) mit bio-/(litho-)klastischem pack-/wackestone als Matrix (nur sehr wenig detritärer Quarz); diese Fazies entspricht wohl der Fossilvergesellschaftung und dem Biofaziesbereich "b-c" im Schema der Regressionsabfolge von HERM (1977);



# Abb. 25

Lok.: zwischen Krumbachalm und Winterstube, 1335 m NN Das Beispiel illustriert das enge fazielle Nebeneinander und die Verzahnung der terrigen-klastischen mit der biogen-karbonatischen Fazies. Über zunächst konglomeratischem Sandstein setzt die Besiedlung mit vereinzelten Radiolitiden im Litharenit ein, bevor die Organismen zahlreicher werden und der lithologische Umschwung in den bioklastischen wackestone und dann in den Fossilschuttkalk vollzogen wird. Einer der ersten Pionierbesiedler sind stets die Stöckchen der Koralle Actinacis multilamellata. Insgesamt währten optimale Lebensbedingungen der Hippuritiden (Hippurites (Vaccinites) gosaviensis), die sich zum cluster oder thicket zusammenschlossen, nur kurze Zeit, da im Hangenden vorrückende Sandbänke (Litharenit) ein weiteres Wachstum unmöglich machen. Resedimentknollen innerhalb des abschließenden Litharenits sprechen für eine Umlagerung während eines Sturmereignisses.

### АЪЪ. 26/27

Vergleich 2er transgressiver Profilentwicklungen, die unmittelbar über dem kalkalpinen Sockel einsetzten. Jedes Profil illustriert die wechselhafte, sedimentologisch-biofazielle Abfolge der transgredierenden Gosau, die rasch in den Ablagerungsraum eines Seichtwasserschelfs übergeht, der nachhaltig von externen, terrigen-klastischen Schüttungen beeinflußt wird, jedoch auch als Lieferant eigenständiger biogen-karbonatischer Produkte in Erscheinung tritt. Trotz der räumlichen Nähe der abgebildeten Ausschnitte werden merkliche Faziesdifferenzierungen erkennbar. Obgleich das transgressive Geschehen übergeordneten Charakter hat, bleiben regressive Tendenzen ein entscheidender Faktor, so daß ausgedehnte Bereiche eines Seichtwasserschelfs mit oszillierenden Küstensäumen entstehen - vgl. dazu SCHENK, 1972; PHILIP, 1972, 1974, 1983; HERM, 1977; BILOTTE, 1982; FOURNIER, 1983; MASSE & PHILIP, 1986.

### АЪЪ. 26

Lok.: Unterhalb Nachberg Niederleger, 1240 m NN an der Weggabelung.

Bereits in der basalen monomikten Triasbrekzie wurde ein umgelagertes kugelförmiges Stöckchen der Koralle Polytremacis partschi isoliert. Die sich anschließenden Sandsteine und dunklen, teils kohligen Siltite sind fossilarm, und erst später setzten Lithokalkarenite mit einem unterschiedlich hohen Anteil an Bioklasten ein. Die distinkten Schüttungen erfolgten offensichtlich sehr rasch, wie aus Sackungserscheinungen zu folgern ist. Eindeutige Rinnengefüge (scour-and-fill structures) konnten nicht festgestellt werden.

### Abb. 27

Lok.: Aschaalm 1250 m NN im Bachbett zwischen Aschaalm und Versorgungsstraße.

Die abgebildete vertikale Profilstrecke zeigt die fazielle Entwicklung der transgressiven Gosau von der Hauptdolomit-Feinbrekzie über distinkte Schüttungen von Litharenit/Lithokalkarenit mit unterschiedlichem Anteil an Bioklasten in die Fazies des "Untersberger Marmors" (litho-/bioklastischer Kalkarenit), der hier als Sonderfall vorzüglich gerundete eingestreute Porphyrgerölle in sich birgt. Diese fast in jedem Gosauvorkommen überregional anzutreffende Fazies des Untersberger Marmors wird an dieser Stelle als nearshore bar complex gedeutet. Der mit einem Stern gekennzeichnete Profilpunkt weist auf einen vergrößerten Ausschnitt in Abb. 28 hin.



### Abb. 28

Lok.: Aschaalm - vgl. markierten Profilpunkt in Abb. 27 Die Darstellung zeigt einen vergrößerten Profilausschnitt des Profils Abb. 27 mit sich innig verzahnenden Sedimenten aus verschiedenen Faziesräumen. Der graue Litharenit entstammt terrestrisch-klastischen Liefergebieten, während der helle weiße Fossil-Schuttkalk mit erhaltenen Rudisten-Biomorpha seinen Ursprung in flachmarinen Bereichen findet.

Da die unregelmäßigen Lagen nur von geringer Mächtigkeit sind und Pelite mit einem potentiell hohen Porenwasseranteil fehlen, ist die texturelle Auflösung des primären Schichtverbandes auf biogene Ursachen zurückzuführen, ohne daß hier das Gefüge etwaigen Sackungsphänomenen unkompaktierter, rasch geschütteter Sedimente zuzuschreiben wäre. Dieses stimmt exakt mit Crustaceen-Grab- und Wühlgängen überein, wie sie von INDEN & MOORE (1983, 219, Abb- 9b) aus den flachen, subtidalen Ablagerungen nahe der Brecherzone (shore face) abgelichtet werden.

# АЪЪ. 29

Schliff eines Handstücks auf dem vorhergehend in Abb. 28 beschriebenen Profilausschnitt.

Deutlich unterscheidet sich der helle Fossilschuttkalk mit gro-Ben Bioklasten und intakten Biomorpha: Hippuritacea (Radiolitidae, Hippuritidae); fecal pellets (möglicher Hinweis auf Crustaceen!); Anthozoa; Miliolacea, inkrustierende Rotalgen - vom Litharenit mit hohem exotischen Anteil: Kalkalpiner Detritus - u.a. Radiolarit; Quarz; Quarzit; Jaspis; Serpentin.



A b b. 28

.



Abb. 29

- Rudisten-(Schutt-)Kalk in topographisch höchster Position, 1460 m NN an der Weggabelung kurz unterhalb der Nachberg Hochleger: Hippuritacea (Hippuritidae, Radiolitidae), Echinodermata, Miliolacea, Rhodophyta (Corallinaceae, Squamariaceae), Chlorophyta (Codiaceae).

Diese Fazies entspricht trotz der Aufarbeitungsspuren dem marinen Endglied der Oszillation im marinen Bereich (HERM, 1977). Damit konnte auch auf der Nachbergalm erstmalig eine derartige Fazies nachgewiesen werden.

- bituminöser, auch kohlig-flasriger "Stinkkalk": Neben den von HERM (1977: 267) beschriebenen mikrofaziellen Charakteristika - wellige und gekräuselte plättchenartige Algenaggregate bilden einen "laminoiden Typ" ("laminoid fenestral fabric") - konnten außerdem eine große Anzahl nicht bestimmbarer Ostracoden und mit Litharenit (reichlich Quarzund Radiolaritkörner) verfüllte Hohlräume (Bohrgänge?/Wühlspuren) festgestellt werden, was insgesamt wohl für brackische Verhältnisse spricht. In einem Fall waren Gastropoden, Milioliden, Textulariiden und fecal pellets in einer dünnen Lage konzentriert, die das Ereignis eines spill-over mit dem Transport von Material seewärtiger Areale auf landwärtige Stillwasserbereiche dokumentieren.

Insgesamt ergibt sich das Bild eines terrigen beherrschten Seichtwasserschelfs mit wechselnden, sedimentologisch-faziellen Ablagerungsbedingungen in der vertikalen wie in der horizontalen Abfolge, in der oftmals nur sporadisch monotypische Vergesellschaftungen (z.B. massenhaftes Auftreten von Nerineen in der "Gastropoden-Hartbank", Ostracoden im Stinkkalk) optimale Lebensbedingungen vorfanden, ehe vorrückende Sandbänke (mit exotischem Detritus) ein Weiterleben unmöglich machten. Aufschlußbedingt konnten (noch) keine definitiven, sedimentologischen Hinweise auf Wattflächen gesammelt werden. Das wechselhafte Ablagerungsgeschehen, der auf den Triassokkel transgredierenden Gosau, dokumentiert sich bereits nach den ersten Profilmetern und wird in Abb. 26-29 mit der Erfassung der wesentlichen, sedimentologisch-faunistischen Merkmale illustriert. Dennoch können auch hier kurzfristige, marine Einschaltungen nachgewiesen werden, einerseits durch (umgelagerte?) Blöcke von Rudistenframestones (Hippurites (Vaccinites) boehmie, vgl. Abb. 24) in Parakonglomeraten, andererseits durch den kurz unterhalb der Nachberg Hochleger anstehenden Rudisten-(Schutt-)Kalk, der dem Endglied der Oszillation im marinen Bereich entspricht (HEEM, 1977).

Reinweiße, litho-/bioklastische Kalkarenite entsprechen der Fazies des Untersberger Marmors und führen im Profil (vgl. Abb. 27) unterhalb der Aschaalm sogar eingestreute Porphyrgerölle. Die Fazies des Untersberger Marmors in Verbindung mit Porphyrgeröllen konnte in keinem anderen untersuchten Gosauvorkommen mehr angetroffen werden.

#### 1.4.3.2.4 KÖGLALM

Sehr differenzierte, fazielle Zusammenhänge bestehen innerhalb des Gosauvorkommens zwischen der Hundsalm und der Köglalm westlich des Köglhörndls. Der Scheitel der Unutz-Pendling-Antiklinale (vgl. TOILMANN, 1976b, Blatt 3) zieht östlich von diesem reliktischen Vorkommen vorbei. In einer Übersichtsbegehung wurden die wichtigsten, faziellen Ausbildungen beprobt und finden an dieser Stelle eine kurze Beschreibung ihrer wesentlichen Charakteristika:

- Radiolitiden-build up: Dieser etwa 5 m mächtige Körper steht unterhalb des Weges im Bachbett zwischen 1310 und 1320 m NN an. Das Radiolitiden-build up, das dem Wettersteinkalk und einer geringmächtigen Aufarbeitungsbrekzie desselben aufliegt, fällt nach NW ein und kann auf Grund des reinweißen Aussehens leicht mit dem liegenden Wettersteinkalk verwechselt werden. Der Biolithit enthält zahlreiche Biomorpha (vgl. Abb. 30) und große Bioklasten, von Radiolites angeiodes, die zahlreiche Bohrspuren (Vioa) aufweisen. Das Zwischenmittel stellt einen bioklastischen wackestone dar. Der Karbonatgehalt ist mit 97,51 % sehr hoch, unterscheidet sich aber nicht von dem der dunklen, grau-blauen Radiolitiden-(Schutt-) Kalke. Im Unterschied zum mud mound der Pletzachalm (Sonnwendgebirge)(vgl. Abb. 31) weisen die Kelchdurchmesser etwas kleinere Werte auf, auch liegen die Biomorpha und Bioklasten dichter gepackt und enger aneinander. Dennoch kann auch hier kein fester Gerüstbau wie bei echten Riffen festgestellt werden, so daß eine Interpretation dieses Komplexes als mud mound oder als "bank" (KAUFFMANN & SOHL, 1974) zur Disposition steht (vgl. Kap. 1.3.3.1).
- Rudisten-Schutt-Kalk: Neben dem Radiolitiden-build up haben Fossilschuttkalke mit Biomorpha von Radiolitiden und Hippuritiden zwischen 1340 und 1420 m NN eine größere Verbreitung, die auf die chemische Verwitterung mit Karrenbildung reagieren. Als Begleitfauna finden sich Milioliden, inkrustierende Rotalgen (Corallinaceae) und Grünalgen (Codiaceae).
- Knospenartige Hippuritiden-build ups: Diese durch die Erosion freigelegten Gebilde mit flachkonvexer Oberfläche werden in diesem Falle von Hippurites (Vaccinites) boehmie aufgebaut und besiedelten teilweise klastische Substrate (Litharenit, Feinkonglomerate). Es wäre sehr plausibel, wenn diese organischen Bauten, die wohl mit einer gewissen Berechtigung auf Grund des partiell stabilen Gerüstaufbaus durch die gegenseitige Anheftung im Verband als Knospenriffe (patchreef) angesprochen werden können, innerhalb einer Lagune rückseitig hinter dem Radiolitiden-build up mit terrestrisch-klastischem Einfluß aufwuchsen. Wegen der terrigenen Beeinflussung sind diese Biolithite nicht mehr reinweiß, sondern durch Tontrübe und feinsandige Partikel blaugrau eingefärbt. Größere Hippuritiden-Komplexe von echtem Riffcharakter, vergleichbar mit dem Atzl-Riff (vgl. HERM et al., 1979: 35 ff.; HERM, 1985: B2/50 ff.) wurden nicht angetroffen.

- Klastische Serien: Diese repräsentieren Litharenite und (Fein-)Konglomerate mit exotischen Komponenten (Porphyre, Quarz, Quarzit).

Gastropoden-Litharenit: Dieses Gestein mit massenhaftem Auftreten von Actaeonellen steht SW der Köglalm auf 1350 m NN an. Auch dieses Gestein wird als lagunäre Bildung und mögliche fazielle Vertretung der Hippuritiden-Knospenriffe gedeutet.

In diesem Zusammenhang muß erwähnt werden, daß gerade Sedimente mit häufigem/massenhaften Auftreten von Actaeonellen immer eine starke terrigene Komponente aufweisen. Insbesondere enthält das Zwischenmittel immer einen deutlichen Anteil an detritärem Quarz. Deshalb kann von sedimentologischer Seite die Existenz von idiomorphen Quarzen in dieser Fazies nicht zur Beweisführung und zum Nachweis einer hypersalinen Lagune der "Schneckenwand"/NE-Rußbach (HÖFLING, 1985: 164; Taf. 18) herangezogen werden. Paläontologische Argumente werden hiervon nicht berührt.

#### 1.4.3.3 RUDISTEN-BIOLITHITE

Eine durchaus vergleichbare Situation zu den sedimentologisch-faziellen Bedingungen auf dem Seichtwasserschelf um das Brandenberger Becken (Intraplattform-Trog) beschreibt BILOTTE (1982), wo sich im höheren Santon in den Pyrenäen (Montagne des Cornes) auf einer marinen Deltaplattform ein 4-12 m mächtiges Rudistenbiostrom mit einer Ausdehnung von mehreren Kilometern etabliert. Im Hangenden setzt die progradierende Megasequenz aus klastischen, fluvio-ästuarinen Sequenzen dieser Entwicklung, die den proximalen Teil der Delta-Plattform repräsentiert, ein Ende. Dagegen verhält sich die alluviale Fächerentwicklung im N des stark klastisch beeinflußten Seichtwasserschelfs um Brandenberg mit Bankmächtigkeitsabnahme und Kornverfeinerung (thinning and fining upward sequences) als eine retrogradierende Abfolge. Die enge Nachbarschaft der Rudisten zur terrigen-klastischen Sedimentation drückt sich in vielen Profilabfolgen aus anderen Regionen aus; es seien hier nur wenige Beispiele genannt: PHILIP (1972): SE-Frankreich; FREYTET (1983): Sillon languedocien / S-Frankreich; MASSE & PHILIP (1981): Frankreich; POLŠAK (1981): Dinariden / Jugoslawien; PHILIP (1983): Province de Valence /Spanien.

Die Brandenberger Flachwasserareale waren in sich faziell sehr differenziert, wie die wechselhaften Profilentwicklungen und Fossilvergesellschaftungen aufzeigen. Die die Biolithite aufbauenden Rudisten reagieren vielfältig mit dem Auftreten unterschiedlicher Gattungen, Besiedlungs- und Wuchsformen auf die angebotenen Lebensbedingungen. Neben den wenig spezifischen, kalkschlammreichen Rudisten-(Schutt-)Kalken (Hippuritidae, Radiolitidae) fällt das Hippuritiden-Riff von Atzl mit einer echten Riffkonstruktion ("rudist barrier assemblage", KAUFFMANN & SOHL, 1974: 462; HERM et al., 1979: 36) auf. Kleinere Hippuriten-Knospenriffe/coppice (KAUFF-MANN & SOHL, 1974) kommen auf der Krumbachalm (zwischen Krumbachalm und Winterstube: Hippurites (Vaccinites) gosaviensis-Knospenriff/coppice) und auf der Köglalm (Hippurites (Vaccinites)boehmie-Knospenriff/coppice) vor, die durch gegenseitige Anheftung und gemeinsame Wandbildung partiell tragende Gerüste aufbauen.

Keine festen Gerüste finden sich im Radiolitiden-build up der Pletzachalm/Sonnwendgebirge und auf der Köglalm/Brandenberg, die durchaus als Schlammhügelstrukturen ("mud mound",FLÜGEL,E.,1982: 547-549) anzusprechen sind, bzw. dem von KAUFFMANN & SOHL (1974: 439) beschriebenen Bauplan der "bank" entsprechen - vgl. Diskussion Kap. 1.3.3.1.

Trotz unterschiedlicher Rudistengattungen, Farbgebung und Härte der Biolithite zeigen die sehr hohen Karbonatgehalte der biogenen Gesteine in der Tab. 10 wenig Unterschiede.

#### Tab. 10 Bestimmung der Karbonatgehalte nach SCHEIBLER

okalität (Brandenberg/Sonnwendgeb.)	Text-Abb.	Karbonatgehalt in %
- Hippuritidenriff von Atzl		95,01
- Hangende Rudisten-(Schutt-)Kalke des Atzl- Riffs (Radiolitidae, Hippuritidae) Begleit- fauna: Miliolacea, Chlorophyta (Halimeda sp., Bacinella sp., Lithocodium irregularis, Dasycladales)		97,87
- Fundstück, klastische Anteile	Taf. 3 C	91,45
- Köglalm, Rudisten-(Schutt-)Kalke, Hippuri- tidae, Radiolitidae, Echinodermata, Gastro- poda, Rhodophyta (Solenopora sp., Archaeo- lithothamnium gosaviense)		99,12
- Köglalm, Radiolitiden-build up (mud mound)	Taf. 3 A	97,51
- Köglalm, Hippuritiden-Knospenriff (Hippurites (Vaccinites) boehmie)		99,43
- Krumbachalm, Hippuritiden-Knospenriff (Hippurites (Vaccinites) Fosaviensis)		94,27

# TAFEL 3 Radiolitiden-(Schutt-)Kalke

### Taf. 3 A)

Lok.: Köglalm/Brandenberg

Horizontaler Anschliff einer Probe aus einem Rudisten-(Radiolites angeiodes) build up auf der Köglalm/Brandenberg.

Zur besseren Unterscheidung der Bioklasten (Radiolites-Schalen u. -Fragmente) von der Matrix (heller Kalkschlamm) wurde diese schwarz dargestellt. Dabei ergibt sich, daß noch etliche Radiolites-Schalen in situ im Mikrit eingebettet sind. Nach Verlust der Deckelklappe fängt sich in der offenen Wohnkammer Sediment, das oft deutlich feiner ist, als die restliche Matrix. Der gemessene Karbonatgehalt beträgt 97,51 % (SCHEIBLER).

Taf. 3 B)

Lok.: Pletzachalm/Sonnwendgebirge

Horizontaler Anschliff einer Probe aus einem Rudisten-(Radiolites aff. angeiodes) build up auf der Pletzachalm/Sonnwendgebirge (vgl. dazu Abb. 19, 20, Profilsäule P 3).

Bei diesem Fossil-(Schutt-)Kalk ist die Matrix mergeliger als in Tab. 3 A (auch hier ist sie schwarz nachgezeichnet). Die Radiolitiden-Schalen erreichen größere Ausmaße als auf der Köglalm. Sowohl im Gelände als auch im Anschliff fanden sich rechte Klappen in in situ-Stellung.

Der gemessene Karbonatgehalt beträgt 97,97 % (SCHEIBLER).

### Taf. 3 C)

Lok .: Fundstück Brandenberg-Zöttbachalm

Horizontaler Anschliff einer zumeist isoliert eingebetteten, monotypischen Radiolites-Vergesellschaftung (Radiolites sp.). Jedoch geben manche Biomorpha deutliche Hinweise auf ein partielles Zusammenwachsen der rechten Klappen (rechter Bildrand oben; rechter Bildrand Mitte). Wahrscheinlich handelt es sich in diesen Fällen um ein larvales Anheften an bereits vorhandene Individuen. Ein Baustil in der Form kleinerer "bouquets" (PHILIP, 1972) wird nicht ausgeschlossen, gleichwohl die Besiedlungsdichte mit einem offenen, lockeren Maschenmuster ("peuplements à maille lâche": 215) niemals das Konstruktionsprinzip massiver Biostrome (framestone) ähnlich dem des Hippuriten-Riffes bei Atzl/Brandenberg erreicht.

Der gemessene Karbonatgehalt beträgt 91,45 % (SCHEIBLER).

 mergelige Matrix = grober bioklastischer wackestone; 2) feines Internsediment (= feiner bioklastischer wackestone in Radiolites-Kelchen (Hohlräume der rechten Klappe) und als Resediment-Knollen; 3) rechte Radiolites-Klappe, äußere Schalensubstanz;
innere Schalensubstanz mit <u>+</u> Anteilen der Deckelklappe; 5) Radiolites-Bioklasten.



За



Lokalität (Brandenberg/Sonnwendgebirge)	Text-Abb.	Karbonatgehalt in %
- Sonnwendgebirge/Pletzachalm Radiolitiden-build up (mud mound)	Taf. 3 B	97,97
dazu überregionale Vergleichsbeispiele		
- Hohe Licht, Rudistenkalk (Hippurites (Vaccinites) sulcatus)	Арр. 3 С	94,30
- Gosau/Brunftloch: Hippuritiden-Biostrom (Hippurites (Batolites) tirolicus)		94,25
- Wolfgangsee/Weißenbach Rudisten-(Schutt-)Kalk Radiolitidae, <u>Hippuritidae</u> , Gastropoda, Chlorophyta (Dasycladales, Halimeda sp.)		94,08

Um eine Vorstellung vom Aufbau und Aussehen insbesondere der Radiolitiden-(Schutt-)Kalke zu geben, wurden 3 Beispiele Taf. 3 A - C aufgeführt, in denen jeweils die Grundmasse (bioklastischer pack-/wackestone), die von hellweiß bis dunkelgrau variiert, in Kontrast zu den Biomorpha und größeren Bioklasten gestellt.

Es ist nur schwer vorstellbar, daß bei den pelagischen Faunen und der küstenfernen Position im höheren Bathyal (HERM 1985: B2/40) der "Südfazies" ab dem Unt.-Santon Sedimentationsräume, die von Deckenfronten noch nicht zugeschoben sind, eine Regression, wie sie von der Zöttbachalm von HERM et al. (1979) und HERM (1985) nachgewiesen wurde, für das Atzl-Riff (vgl. HERM et al., 1979: 35 ff.; HERM, 1985: B2/50 ff.) angenommen wurde und für die Gebiete Krumbachalm und Köglalm erschlossen werden kann, von endgültiger Natur ist. Vielmehr müssen auch die physikalischen Eigenschaften möglicher santoner und campaner Schichtserien berücksichtigt werden, die auf antiklinaler Position (Unutz-Pendling-Antiklinale) zu erwarten wären: hierbei kämen nur Mergel und Kalkmergel in Frage, die in exponierter Lage der Erosion kaum Widerstand entgegensetzen konnten. Ein vergleichbares Beispiel bietet z.B. das Gosauvorkommen auf der Reiteralpe. wo lediglich in der Beckenmitte noch die Mergel erhalten geblieben sind und ansonsten nur noch Brekzien und resistentere (Rudisten-)Schuttkalke Zeugnis der Gosau ablegen. In der Gosau des Lattengebirges bedurfte es langer Suche, eine vertikale Profilstrecke mit lückenlosem Übergang aus dem zähen, sparitisch zementierten (Rudisten-)Schuttkalk in die Mergelfazies aufzuspüren, da der markante Wechsel in der Scherfestigkeit auch eine Schwächezone bedeutet, in der bevorzugt tektonische Spannungen und Bewegungen reagieren können. Es wäre deshalb diskussionsfähig, ob die Regression der "Nordfazies" auf der Zöttbachalm (HERM et al. 1979; HERM, 1985) nur eine Oszillation des Küstenstreifens repräsentiert, an der auch erosionsbedingt die geologische Dokumentation erlischt.

### 1.4.4 DIE BECKENFAZIES: BRANDENBERGER ACHE/MÜHLBACH

Im Bereich der Beckenachse, die in etwa durch das Mühlbachtal läuft, sind die klastischen Basisserien nicht erschlossen. Es bleibt daher offen, inwieweit sich die mono-/oligomikten Brekzien/Fanglomerate und Konglomerate/Sandsteine NW Mösl und die klastischen Serien E Aschau (Brekzie: nearshore sand bar complex; Sandstein mit Gerölleinschaltungen) von der Position am Beckenrand auf die basale Entwicklung in der Beckenmitte übertragen lassen. Der graue, massige Kalksandstein als tiefste Einheit im Bereich des Beckenzentrums (HERM, 1985: B 54 - Einheit "c") kommuniziert mit den ausgewaschenen, in der Matrix an Mikrit verarmten, klastischen Serien in Beckenrandnähe mit retrogradierender Tendenz, die sowohl terrigen-klastisches Material (Litharenit und Geröllfracht) aus den nördlichen Gebieten als auch sehr untergeordnet biogen-karbonatische Produkte (Organismen des Flachwassers, resedimentierte Fossilschuttkalke) beim Vordringen des Meeres (onlap) landeinwärts akkumulieren. Zum Hangenden geht der litho-/(bio-)klastische packstone in den wackestone über. Der Ansicht von IMMEL et al. (1982: 5), daß fazielle Übergänge zwischen der "Nordfazies" (= Flachwasserareale) mit der "Südfazies" (= Beckenfazies) unbekannt sind, kann hier nicht gefolgt werden. Bereits HERM et al. (1979) und HERM (1985) haben auf die fazielle Kommunikation der Flachwassersedimentation mit dem Becken in der Beschreibung der Einheit "f" der Turbiditabfolge hingewiesen. Die Untersuchungen an den in die Mergel einsedimentierten Komponenten und die Art und Weise der Einbettung des Blockschutts und der Geröllfracht ergeben den Befund einer zeitlich verschiedenen Beschikkung durch gravitative Schüttungsereignisse (debris flow) mit jeweils charakteristischem Frachtgut in schmalen Rinnen. Aus der aufgeschlossenen Wand am Prallhang der Brandenberger Ache oberhalb Mösl wurde das Material von 3 Einschüttungen untersucht:

- 29 -

- Die liegende Einschüttung weist ausschließlich kalkalpine Komponenten auf, die isoliert in begrenzter, lateraler Erstreckung im Mergel eingebettet sind. Von diesen wurden folgende Werte der längsten zu messenden Achse ermittelt: 100, 50, 5, 10, 5, 4, 50, 10, 30, 10, 10, 15, 40, 3, 30, 10 (cm); die durchschnittliche Achsenlänge liegt bei 23 cm.
- 2) der mittlere Schuttstrom (debris flow) vereinigt intergosauische Resedimente (Plastiklaste) aus dem Flachwasser und Komponenten des kalkalpinen Sockels in einer klassisch ausgebildeten Rinnenfüllung von 2 m Breite im Anschnitt.

Fazies der intragosauischen Flachwasserresedimente:

Organischer Inhalt: BIVALVIA: Hippuritacea (Hippuritidae; Radiolitidae),

Ostreacea

CNIDARIA: Anthozoa (Dimorphastraea sp.; Actinacis multilamellata) BRYOZOA: Cyclostomata ECHINODERMATA

ANNELIDA: Serpulidae

PROTOZOA: Miliolacea

Textulariina

RHODOPHYTA: Corallinaceae (Archaeolithothamnium gosaviense)

CHLOROPHYTA: Codiaceae (Lithocodium sp.; Bacinella irregularis) Komponenten: Wettersteinkalk, Hauptdolomit, Plattenkalk, rhätischer Oosparit, Hierlatzkalk, Aptychenschichten, Radiolarit, Quarz, Quarzit.

Lithologie: Litharenite, konglomeratischer Litharenit, Konglomerat, Blockschutt: kalkalpine Komponenten, vorwiegend Wettersteinkalk.

3) der hangende Schuttstrom beinhaltet lithologische Varietäten vergleichbar der Flachwasserfazies der mittleren Einschüttung; daneben umgelagerte, feine turbiditische Litharenite mit Globotruncanen (G. linneiana, G. bulloides, M. tricarinata).

Die Mächtigkeit der Einschüttungen ist sehr gering und die Größe der Komponenten rangiert vom Block (etwa 0,8 m) bis zum arenitischen Korn.

Mächtige, turbiditische Sandsteine zeigen im Bereich des Mühlbacheinschnittes (700 m NN) oft ausgeprägte, texturelle Merkmale von dish-structure.

Die Aufschlußverhältnisse am Prallhang der Brandenberger Ache belegen proximale Rinnen mit heterogener Geröllfracht in charakteristischer Zusammensetzung der jeweiligen flachen Rinnenfüllung in Hangnähe (gullied slope). Es muß davon ausgegangen werden, daß eine echte distale Fazies in der tiefen Gosauentwicklung wegen der Kleinräumigkeit der Beckenmorphologie fehlte. Im Ganzen zeichnet sich für die tiefe Gosau das Bild eines tektonisch eingemuldeten Intraplattform-Troges (intraplatform trough) ab, der von den umschließenden Flachwasseratealen terrigen-klastischen und biogen-karbonatischen Detritus über mehrere kleinere Rinnen erhält: "The platform sheds debris all along its margin and délivers it to the basin floor through numerous small gullies rather than few large canyons. Therefore, it acts as a line source, not as a point source of sediment and the familiar pattern of large canyons and deep-sea fans is not developed" (SCHLAGER & CHERMARK, 1979: 193).

Erst ab dem Unt.-Santon dehnt sich die Beckenfazies über die Südumrahmung (N-Hang des Voldöppberges-vgl.FISCHER,P.,1964) aus und entspricht damit der "Südfazies" (HERM et al. 1979; HERM 1985), während für diesen Zeitraum im N (Zöttbach) regressive Tendenzen in Erscheinung treten (HERM et al. 1979; HERM, 1985). Aus Analogieschlüssen der Beckenanalyse anderer Gosauvorkommen wird die Meinung vertreten, daß durchaus auch die Flachwasserareale (Zöttbachalm, Atzl-Riff, Krumbachalm, Nachbergalm, Köglalm) im Ob.-Santon und Unt.-Campan in den (hemi-)pelagischen Absatzraum einbezogen werden können.

# АЪЪ. 30

Die paläogeographische Kartendarstellung rekonstruiert die sedimentologisch-faziellen Verhältnisse in der tiefen Gosau im Zeitraum Coniac-Unt.-Santon. Den flächenmäßig größten Raum nehmen die Areale des Flachschelfs ein, für den der Dualismus zwischen der terrigen-klastischen Sedimentation einerseits und der eigenständigen biogenen Karbonatproduktion andererseits typisch ist. Der klastische Anteil der Mischsedimentation resultiert zum gro-Ben Teil aus der Materialbeschickung aus den nördlichen Gebieten (Trauersteg/Zöttbach), wo im Dach der retrogradierenden alluvialen Piedmontfächer-Entwicklung die Kommunikation mit dem marinen Milieu stattfindet. In den basalen, alluvialen Serien verzahnen sich exotische Schüttungen mit lokalen in situ-Verwitterungs-/ Hangschuttbrekzien in direkter transgressiver Auflagerung über dem triassischen Sockel. Diese tiefste Position, zusammen mit den lithologisch-sedimentologischen Merkmalen von mehrfach umgelagerten Restschottern, belegt eine tiefgosauische (evtl. vorgosauische) Schüttung aus externen Liefergebieten, die nach sedimentologisch-faziellen und beckenanalytischen Untersuchungen aus dem N stammt.

Ein bereits vorgosauisches Relief (vgl. RESCH et al. 1986) bedingt die Anlage eines tektonisch eingemuldeten Beckens (im Vorfeld heute abgetragener, höherer Deckeneinheiten), das bis auf den Westsektor vom Seichtwasserschelf mit Mischsedimentation nahezu ringförmig umgeben ist und somit einen Intraplattform-Trog verkörpert. Von der Seite wird dem Becken grobes Material (debris flow) in schmalen Rinnen ("gullied slope" SCHLAGER & CHERMARK, 1979: 193) zugeführt, während feinere Klastika als turbiditische Sandsteinbänke zur Ablagerung gelangen.

 mono-/oligomikte in situ-Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien;
alluviale Piedmontfächer-Serien (Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate/Grobsandstein und bauxitische Pelite; 3) Sandstein (Litharenit/Lithokalkarenit) mit retrogradierender Tendenz des flachmarinen Raums/Litorals/backshore-Bereichs mit Geröllen/Geröllschnüren/Konglomerateinschaltungen und allochthonen wie autochthonen Faunenelementen; 4) biolithitische Rudisten-(Schutt-) kalke (Radiolitidae, Hippuritidae); 5) Seichtwasser-Flachschelf mit terrestrisch-klastischer und biogen-karbonatischer Mischsedimentation; 6) belegte und vermutete Beckensedimente; 7) vorgosauische Antiklinale; 8) vorgosauische Synklinale - in Anlehnung an TOLIMANN, 1976b, Beil. 3).



## Abb. 31

Die ausgewählten Profilsohlen repräsentieren charakteristische sedimentologische, biofazielle Abfolgen, deren Position in der paläogeographischen Kartendarstellung Abb. 30 eingetragen sind. Die Profile 3 und 4 wurden leicht modifiziert von HERM et al.(1979) übernommen. Die Mächtigkeit der jeweiligen im Vergleich gegenübergestellten Profilstrecken beträgt in etwa 50 m (Ausnahme Profil 5).

Das Profil 1 (Trauersteg) zeigt die retrogradierende Entwicklung alluvialer Piedmont-Fächer, die mit in situ-Verwitterungs-/ Hangschuttbrekzien einsetzt, in teilweise gravitativ transportierte Serien (debris flow / mud flow - lateritisch-bauxitische Pelite) überleitet und im Dach mit Klastika (Konglomerate/Sandsteine) des strömenden Wassers als Deltabildungen mit Verbindung zur Küste abschließt.

Profil 2 (Oberberg) illustriert die im Text Kap. 1.4.3.1 beschriebene Abfolge des texturell interessanten, litoralen Sandsteins (nearshore sand bar complex) mit differenzierten, faziellen Verhältnissen im Liegenden: kohlige, fossilreiche Stillwasser-Pelite; Litharenit einerseits - andererseits Brekzien. Im Hangenden verkörpert eine mächtige Abfolge von Sandsteinen/ Konglomeraten einen Teil der Aufarbeitungssedimente, die beim Vorrücken des Küstensaumes (onlap) als Schuttmassen anfallen. Darüber hinaus wird neben kalkalpinem Schutt insbesondere der exotische Detritus aus nördlichen Liefergebieten bezogen.

Profil 3 zeigt eine Entwicklung des Flachschelfs, bei der die Transgression ihr vollmarines Maximum mit dem monotypischen Hippuritidenriff (HERM, 1979: 36-38; HERM, 1985:B2/52-54) erreicht und im Hangenden wieder regressiven Tendenzen weichen muß. Bereits in tiefster Profilposition erscheint zwischen 2 massiven Sandsteinlagen (Litharenit) eine Bank (1,5 m) aus grauem Rudisten-(Schutt-)Kalk, in dem Vertreter der Radiolitiden über Hippuritiden dominieren.

Profil 4 repräsentiert die Beckenfazies des vorgosauisch tektonisch eingemuldeten Intraplattform-Troges. Die höheren Anteile des grauen, massigen Kalksandsteins im unteren Abschnitt (Einheit "c" HERM, 1985: B2/54-55) sind ein mikritreiches Äquivalent zum ausgewaschenen Lithokalkarenit/Litharenit der litoralen Fazies. In der Turbiditabfolge (Einheit "f") belegen schmale Rinnen ("gullied slope" SCHLAGER & CHERMARK, 1979: 193) mit jeweils charakteristischer Materialfracht eine Kommunikation mit den randlichen Flachwasserarealen (vgl. HERM et al. 1979: 39-41; HERM, 1985: B2/55-57).

Profil 5 zeigt in schematischer Darstellung fazielle Ausbildungen der tiefen Gosau am Voldöppberg. Bemerkenswert sind die Rudistenbiolithite in der Nähe der Heumöseralm, die denen der Krumbachalm sehr ähnlich sind. Diese Vorkommen belegen die Uförmige Umrahmung des Intraplattform-Troges von einem geschlossenen Seichtwasserschelf mit terrigener Beeinflussung.

- 1) Trias
- 2) Blockbrekzie
- 3) Laterit/-(Bauxit) lateritisch-bauxitischer wacke-/packstone
- 4) Feinbrekzie
- 5) Konglomerat/Gerölle
- 6) massiger Sandstein (Litharenit)
- 7) Litharenit mit Schichtungsgefügen
- 8) litho-/bioklastischer Kalkarenit, sparitisches Zwischenmittel
- 9) litho-/bioklastischer wackestone
- 10) litho-/bioklastischer packstone
- 11) brackischer Siltit/Tonstein
- 12) geschichtete hemipelagische Mergel



# АЪЪ. 32

"Explodiertes" Rekonstruktionsmodell der geologisch-faziellen Gegebenheiten der Brandenberger Gosau. Der untere Profilblock gibt die paläogeographischen Verhältnisse während des Coniac/ Unt.-Santon wieder, wohingegen der oben abgelöste Block die Absätze des Campan darstellt.

Zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac - Unt.-Santon) liegen im N die Ablagerungen mächtiger Piedmont-Schuttfächer (alluvial fan), die sich nach S vorschieben (vgl. dazu Abb. 31). Daran schließt sich ein Schelfbereich (Krumbach-, Nachberg-. Köglalm) an, der sich durch eine karbonatisch-klastische Mischsedimentation auszeichnet. Hier entstehen Rudisten-Biolithite (echte Hippuritiden-Riff-(Knospenriff-)Konstruktionen und Radiolitiden-Schlammhügel). Dieser Schelf steht in direkter Verbindung zur Beckenfazies, nachgewiesen durch dessen umgelagerte Produkte in proximalen Schuttströmen (debris flow)/ Turbiditen - "gullied slope"(SCHLAGER & CHERMARK, 1979:139), Die schmalen Rinnen haben jeweils ihr charakteristisches Frachtgut (vgl. Abb. 30, 31).

- 1) Trias
- 2) Laterit/Bauxit
- 3) Brekzie/Fanglomerat
- 4) Konglomerat
- 5) Sandstein
- 6) Rudisten-build up
- 7) Beckensedimentation


1.5	DIE GOSAU VON EIBERG	31
1.5.1	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR	51
1.5.2	FAZIESTYPEN UND PALÄOGEOGRAPHIE DER EIBERGER GOSAU	51

# 1.5 DIE GOSAU VON EIBERG

+

# 1.5.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karte: ÖK 90 Kufstein 1 : 25000 (Aufnahme 1:50000) Geologische Karte: AMPFERER (1933): Geologische Karte des Kaisergebirges 1 : 25000 Literatur: SCHLOSSER (1910); AMPFERER (1933); IBRAHIM (1976): darin (:4-8) Überblick der bisher erschienenen Literatur über die Eiberger Gosau.

### 1.5.2 FAZIESTYPEN UND PALÄOGEOGRAPHIE DER EIBERGER GOSAU

Da bereits durch IBRAHIM (1976) eine Monographie über die Gosau von Eiberg vorliegt, genügt es, die wesentlichen Faziestypen, sedimentologische Charakteristika und Gemeinsamkeiten mit der benachbarten Brandenberger Gosau vorzustellen.

Der Gosauzyklus setzt mit unterschiedlich mächtigen grauen Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien ein, die aus kalkalpinen Trias- und Juragesteinen (u.a. Radiolarit und Spiculit) bestehen. Untergeordnet gibt es auch eine monomikte Brekzie aus Jurakomponenten mit einem siltigen, bauxitisch pigmentierten Zwischenmittel (730 m NN, unterhalb Aßmann, Straßenaufschluß). Der Übergang in den Lithokalkarenit erfolgt ziemlich abrupt.

Wenngleich exotische Gerölle von der Größe und Ausmaß wie in der Brandenberger Gosau fehlen, so ist doch der schwankende, zumeist geringe Gehalt an Quarzen und Quarziten in der Psammitfraktion im Lithokalkarenit, auch im lithokalkarenitischen Zwischenmittel der Basisbrekzie ubiquitär. Da in der Brandenberger Gosau distinkte Schüttungen exotischer Gerölle/Grobsande eine anteilsmäßig sehr geringe Sonderfazies darstellen, ist ein derartiges Fehlen nichts ungewöhnliches. Der Lithokalkarenit und die enthaltenen Bioklasten weisen eine kongruente Ausbildung zu dem auch in Brandenberg überaus häufig anzutreffenden Typ auf. Im Bereich des Hintersteiner Sees, im Kufsteiner Wald sowie zwischen Rußland und Egerbach fanden sich in Feinbrekzien und Lithokalkareniten folgende Bioklasten:

BIVALVIA:	Hippuritacea (Radiolitidae, Hippuritidae) Ostreacea
CNIDARIA:	Anthozoa (Actinacis multilammellata)
ANNELIDA:	Serpulida
BRYOZOA:	Cyclostomata
ECHINODERMATA	Clear History and an Automatical second
PORIFERA:	Inozoa
PROTOZOA:	Textulariina (Lituolidae, Textulariidae)
RHODOPHYTA:	Solenoporaceae (Ethelia alba) Squamariaceae Corallinaceae (Archaeolithothamnium gosaviense)
CHLOROPHYTA:	Siphonocladaceae (Pycnoporidium sp.) Codiaceae (Lithocodium sp., Bacinella irregularis) Dasycladaceae
CYANOBACTERIA	a manufacture of the second seco

Fecal pellets: von Organismen unbekannter Herkunft

Weder die Fossilliste von SCHLOSSER (1910: 542) noch IBRAHIM (1976) berichten von der Existenz von Rudisten (Radiolitidae, Hippuritidae), die so typisch sind für gosauische Seichtwassersedimente. Von einer "Sonderstellung" der Eiberger Gosau (IBRAHIM, 1976: 72) kann keine Rede sein. Vielmehr vermitteln die Sedimente des Seichtwasserschelfs (terrestrisch-klastische biogen-karbonatische Mischsedimentation) zwischen Brandenberg und Kiefersfelden mit den seicht-/ flachmarinen Lithokalkareniten vom W-Rand des Eiberger Beckens (Kufsteiner Wald) und vom Hintersteiner See östl. von Eiberg. Da die Gosau von Eiberg nicht auf der Kaisergebirgsscholle aufliegt, ist es für paläogeographische Überlegungen unerheblich, ob heutige Erosionsränder der höchsten Deckeneinheiten im N oder im S der jeweiligen Gosauvorkommen anzutreffen sind (vgl. Abb. 33). Dagegen stimmen die tektonischen und geologisch-faziellen Charakteristika der

# Abb. 33

Paläogeographische Fazieskarte der tiefen Gosau unter Beibehaltung der heutigen, deckentektonischen Situation (vgl. Abb. 30, 31)

Es wird hier die Auffassung vertreten, daß auf Grund der Fazieskorrelation sowie der geologisch-tektonischen Verhältnisse die südlichsten Gosauvorkommen im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen im Sonnwendgebirge (Rofan), bei Brandenberg und Eiberg an das strukturelle Bauprinzip von individuell eingesenkten Mulden innerhalb eines Synklinalzuges gebunden sind, der sich im Vorfeld nach N drängender höherer Deckeneinheiten formt. Entstehen im Zuge zunehmender Einengung zunächst lang aushaltende Antiklinal- und Synklinalzüge, so überschieben später große Teile von abergissenen Isoklinalfalten (HERTWECK, 1961: 61) und im weiteren Verlauf (Tertiär/bereits intragosauisch?) Schollen und Decken die inzwischen mit Gosausedimenten erfüllten Mulden. Während der Erosionsrand der Inntaldecke wie zur Zeit der tiefen Gosau nördlich der Gosauvorkommen liegt, tritt die Eiberger Gosau in einem tektonischen Fenster auf (AMPFERER, 1925; BODEN, 1930 fide IBRAHIM, 1976: 8). Die mergeligen (hemi-)pelagischen Gosausedimente im W des Kaisergebirges am Habersauer Bach westl. Schwendt repräsentieren direkte Äquivalente der Eiberger Zementmergel (vgl. AMPFERER, 1933: 28) und bilden das Hangende von Brekzien und Lithokalk-/Lithareniten mit + gosauischen Flachwasserbioklasten (Echinodermenreste, Milioliden, Textulariiden, Corallinaceen).

Die Anlage des Muldenzugs erfolgte bereits vorgosauisch, so daß in der tiefen Gosau im Coniac/Unt.-Santon bereits eine Faziesdifferenzierung in den terrestrisch-klastischen - biogen-karbonatischen Seichtwasserschelf und in die Beckenfazies der Intraplattform-Tröge vorliegt. Zunehmende Einengungstendenzen verursachen eine Versteilung der Beckenflanken, so daß neben der pelagischen Hintergrundsedimentation nicht-phasengebundene, gravitative Sedimentations- und Umlagerungsvorgänge (Olisthostrom, debris flow, Turbidit) auftreten.

1) Neokom; 2) Cenoman; 3) terrestrisch-klastische – biogen-karbonatische Mischsedimente des Seichtwasserschelfs (Hechtseegosau: gravitative Umlagerung (grob-)klastischer Sedimente in den tieferen globotruncanenführenden Ablagerungsraum; 4) Beckenfazies der Intraplattform-Tröge; 5) Zusammenhängende Areale des reliktisch erhaltenen Seichtwasserschelfs mit terrestrisch-klastischer – biogen-karbonatischer Sedimentation; q = Quartär des Unterinntals.

Die Pfeile geben Schüttungsrichtungen an. Tektonische Signaturen wie in Abb. 30 in Anlehnung an TOLLMANN (1976 b: Blatt 3).



Gosauareale von Brandenberg wie von Eiberg in hohem Maße überein. Beide Vorkommen weisen eine Faziesdifferenzierung sowohl in terrestrisch beeinflußte Seichtwassersedimente als auch in die Beckenfazies auf, die für die Brandenberger Gosau in Kap. 1.4.3-4 schlüssig nachgewiesen wurde und sich auch in der Eiberger Gosau abzeichnet. Weit verbreitet stehen klastische Serien wie Basisbrekzien und Lithokalkarenite mit Bioklasten im E-Hang des Kufsteiner Waldes und am Hintersteiner See an. Die Basisbildungen sind zur Beckenmitte hin erheblich geringmächtiger und gehen rasch in pelagische Mergel über (vgl. IBRAHIM, 1976: 20, Profil IX). Beide Vorkommen liegen südlich der Guffert-Unutz-Pendling-Antiklinale auf der Linie eines zusammenhängenden Synklinalzuges (Rofan-, Brandenberg-, Eiberg-Synklinale) mit individuell abgesenkten Trögen. Diese weit aushaltenden Antiklinal- und Synklinalzüge entstehen im weite ren Vorfeld der sich rückwärtig formierenden, höchsten Deckeneinheiten, die sich im Zuge der verstärkten Kompression aus abgescherten Isoklinalfalten (HERTWECK, 1961: 61) entwickeln und später im Tertiär (bereits intragosauisch?) die mit Gosausedimenten erfüllten Mulden überfahren. Gravitative, nicht-phasengebundene Sedimentations- und Umlagerungsvorgänge werden durch turbiditische Sedimente, Schuttströme (debris flow) und mit einem Olisthostrom, die in den pelagischen Beckensedimenten (Zementmergel mit Mikrofauna) eingeschaltet sind, belegt. Eine endgültige Entscheidung für eine "autochthone Kaisergebirgsscholle" oder eine "allochthone Kaisergebirgsdecke" ist nach TOLLMANN (1976b: 191) noch nicht gefallen. Persönlich erscheint mir die Auffassung einer Kaisergebirgsdecke sehr plausibel, wie sie auch von AMPFERER (1933: 30) und STAUE (1971) vertreten wird. STAUB (1971: 62) geht darüber hinaus noch weiter und meint: "In den höchsten Deckenschollen des Karwendel und der eigentlichen Kaisergebirgs-Decke können bereits die ersten Elemente der juvavischen Masse der östlichen Alpen gesehen werden".

Das fragliche Gosauvorkommen auf der Kaisergebirgsdecke in der Scharte des Kopftörls wurde von LEUCHS (AMPFERER, 1933: 30) entdeckt. Trotz seiner Quarzgeröllchen wird dieses Vorkommen auf Grund des lithologischen Schichtserienvergleichs in das Tertiär gestellt.

1.6	DIE GOSAU DES UNTERINNTALS
1.6.1	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR
1.6.2	ANMERKUNGEN ZU DEN GOSAUVORKOMMEN IM UNTERINNTAL BEI KIEFERSFELDEN
1.6.3	DIE GOSAU VON OBERAUDORF
1.6 1.6.1	DIE GOSAUVORKOMMEN DES UNTERINNTALS GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR
Topograph	ische Karten: ÖK 90 Kufstein 1 : 25000 (Aufnahme 1:50000)

B339 Oberaudorf, 8338 Bayrischzell 1:25000, Bayer. LVA Geologische Karte: Geologische Karte von Bayern 665 Schliersee 1 : 100000 AMPFERER (1933): Geologische Karte des Kaisergebirges 1 : 25000 Literatur: SCHLOSSER (1910); AMPFERER (1933); VÖLK (1960); NAGEL et al. (1976); WEIDICH (1984 a, b)

#### 1.6.2 ANMERKUNGEN ZU DEN GOSAUVORKOMMEN IM UNTERINNTAL BEI KIEFERSFELDEN

Diese Vorkommen wurden nur mit Übersichtsbegehungen abgedeckt, so daß hier auf eine kleinräumige Faziesanalyse verzichtet werden muß. SCHLOSSER (1910) führt eine umfangreiche Makrofaunenliste aus den Gosauvorkommen von Breitenau und vom Nusslberg an und zeichnet für dieses Gebiet folgendes paläogeographische Bild: "Die Häufigkeit der Inoceramen und die Anwesenheit relativ zahlreicher Ammoniten einerseits, die Seltenheit von Actaeonellen und von Rudisten sowie von großen Austern und die Abwesenheit von Nerineen und Stockkorallen andrerseits sprechen entschieden dafür, daß die Gosauschichten von Breitenau und vom Nusselberg nicht direkt an der Küste sondern in einiger Entfernung davon abgesetzt worden sein müssen, in einer Bucht, deren Ufer und Boden aus Hauptdolomit bestand." (: 534).

Weitere Angaben fazieller Art finden sich in VÖLK (1960). Ob zeitgleiche Faziesdifferenzierungen des flachen und des tieferen Wassers nebeneinander anzutreffen sind, könnte erst nach weiteren Begehungen entschieden werden.

Die Basisbildungen setzten mit mono-/oligomikten (Block-)Brekzien ein. Gelegentlich kann der sedimentäre Charakter der Brekzien vom zerrütteten Hauptdolomit-/Mylonit nur im Schliff festgestellt werden (z.B. Durchstich der Marblinger Höhe). Allem Anschein nach entwickeln sich die sedimentären Brekzien hier aus an Störungen gebundenen, tektonischen Brekzien mit gutem fitting, in die gelegentlich kleine, gut gerundete Gerölle neben verschiedenen, eckigen Dolomitvarietäten (Dolomikrit mit birds eyes, Dolointramikrit) eingestreut sind. Allgemein sind Exotika in den grobklastischen Basisserien (Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate) im Bereich der Marblinger Höhe, Längssee und des Nusslbergs nicht häufig, wenn auch Porphyre, (Gang-)Quarze und Quarzite selten und untergeordnet anzutreffen sind, Am besten und am mächtigsten sind die grobklastischen Basisserien am E-Uferhang des Hechtsees bis hinüber zum Egelsee ausgebildet. In den tiefen Anteilen ist das Zwischenmittel oft siltig bauxitisch ausgebildet, das gelegentlich in Form umgelagerter Schwarten anzutreffen ist und zahlreiche detritäre Quarzkörner beinhaltet (vgl. Kap. 2.1.3). Eine Besonderheit bildet eine etwa 10 m mächtige Sandsteineinschaltung, deren roter, plattiger, oft feinkörniger Sandstein in Kufstein als Trottoirstein (SCHLOSSER, 1910: 535) Verwendung fand. Der

Bruch selbst ist sehr verwachsen, doch liegen reichlich Bruchstücke herum, die ein interessantes Probenmaterial ergeben. Dieser eigentümliche Litharenit mit Geröll- und Komponenteneinstreuung trägt eindeutig turbiditische Züge und weist neben eingeschütteten faunistischen Elementen des Flachwassers auch eine Mikrofauna des tieferen Wassers auf (vgl. Abb. 34):

> BIVALVIA: Hippuritacea (Radiolitidae, Hippuritidae) Inoceramidae

ECHINODERMATA GASTROPODA CNIDARIA: Anthozoa (unbestimmb. Einzelkorallen) (Actinacis multilamellata)

BRYOZOA: PROTOZOA:

220A: Miliolacea Textulariina (Lituolidae, Textulariidae) Rotaliina Globotruncanidae (G. bulloides) (G. linneiana)

(M. pseudolinneiana) (M. tricarinata)

(M. tricarinata)

RHODOPHYTA: Corallinaceae (Archaeolithothamnium gosaviense) CHLOROPHYTA:Dasycladaceae CYANOBACTERIA Komponenten: Kalkalpine Trias (Wettersteinkalk, Hauptdolomit, Rhätkalk) Jura (Aptychenschichten, Radiolarit)

Exotika (basaltoide Gesteine, (Gang-)Quarz, Quarzit (metamorphe Pflastergefüge); roter Jaspis, niedrig gradige Metamorphite, Porphyre)

Lithologie: gradierter Litharenit, debris flow Einfallen 60-65° / 185-190° Einfallsrichtung

Cyclostomata

Diesen roten, turbiditischen Sandstein trifft man auch am Uferweg (nördlicher Teil des E-Ufers) in Form umgelagerter, koffergroßer Blöcke innerhalb der kalkalpinen Brekzie an. Insgesamt sprechen die Verhältnisse eindeutig für die gravitative Umlagerung terrigener Grobklastika und flachmariner Feinklastika in einen tieferen Ablagerungsraum. Dabei waren einige Sedimente wie der rote Sandstein bereits diagenetisch verfestigt. Bereits SCHLOSSER (1910: 515) verweist auf die offensichtliche Ähnlichkeit des roten Sandsteins mit jenem an der Weißach-Mündung/Brandenberg (vgl. Kap. 1.4.2). In beiden Fällen handelt es sich um distinkte, auffällige Schüttungen mit reicher, exotischer Fracht, die nur aus nördlichen Richtungen bezogen werden können. Südliche Liefergebiete kommen nicht in Frage, da in diesem Falle solche exotischen Schüttungen sowohl in der Beckenfazies als auch in der südlichen Flachwasserfazies der Brandenberger Gosau (vgl. Abb. 33) wie auch in der Eiberger Gosau (Buntsandsteinareale am S-Abhang des Kaisergebirges!) unbedingt in großem Umfang nachgewiesen werden müßten.

AMPFERER (1933: 30) und NAGEL et al. (1976: 552) sprechen sich für eine inzwischen erodierte Fortsetzung der Kaisergebirgsdecke über die Hechtseegosau und das E-Ende der Thierseemulde aus.



# Аъъ. 34

Lok.: Turbiditische Sandsteineinschaltung im Hügel östl. des Hechtsees; Grobklastische Einschüttung (debris flow) innerhalb des roten, turbiditischen Sandsteins.

1) Litharenit (<u>litho-</u>/bioklastischer Litharenit); Lithoklasten: Karbonate, Kieselkalke, Quarz, Quarzit; Bioklasten: Rudistenfragmente, Echinodermen, benthonische Foraminiferen (rotaliide, miliolide, textulariide Foraminiferen); Globotruncanen (G. linneiana, M. tricarinata); Rotalgen, Dasycladaceen.

2) brekziöse Komponenten: Trias-Karbonate, Juragesteine (Aptychenschichten, Kieselkalke, Radiolarit), Neokom-Aptychenschichten, Q=Quarzit (metamorphe Pflastergefüge), P= Porphyre, M = niedriggradige Metamorphite, Jaspis, basaltoide Gesteine.

3) umgelagerte Gosau-Litharenite (Plastiklaste)

4) Feinsandstein (Litharenit)

5) größere Bioklasten: Korallen (Actinacis multilamellata), Rudisten (Hippuritidae, Radiolitidae), Echinodermen, Gastropoden, Inoceramen, Bryozoen.

# 1.6.3 DIE GOSAU VON OBERAUDORF

Das Gosauvorkommen vom Florianiberg bei Oberaudorf weist trotz seiner Kleinräumigkeit eine deutliche Faziesdifferenzierung in eine N- und eine S-Fazies diesseits und jenseits einer bereits praegosauisch aufragenden Rhätklippe (teils Thecosmilienkalk) auf. Die N-Fazies repräsentiert eine Anhäufung der unterschiedlichsten, teils diagenetisch verfestigten klastischen Serien wie: Blöcke gebankten/massigen Rhätkalkes mit <u>+</u> bauxitischen Spaltenfüllungen, Schollen von Blockbrekzien mit einem konglomeratisch-bauxitischem Zwischenmittel, Brekzie mit Geröllen und Konglomeraten mit unterschiedlich hohem Sandanteil. Diese Parakonglomerate enthalten auch die von WEIDICH (1984b: 541) beschriebenen resedimentierten Urgongerölle und führen reichlich exotische Gerölle und exotischen arenitischen Detritus: (Gang-)Quarz, Quarzit (metamorphes Pflastergefüge), Porphyre und niedrigmetamorphe Glimmerschiefer. An kalkalpinen Geröllen finden sich: Dolomitvarietäten (Hauptdolomit); Wettersteinkalk, Rhätkalke (Thecosmilienkalk, Oosparit); Juragesteine: Radiolarit, Spiculit, Echinodermenschuttkalk und Aptychenschichten. Außer den üblichen gosauischen Flachwasserelementen (z.B. Rudisten, Milioliden, Rotalgen etc.) ergeben sich keine Hinweise auf faunistische Elemente des tieferen Wassers in den hangenden Sandsteinen.

Die nach VÖLK (1960: 21; fide WEIDICH, 1984b: 540/541) im Hangenden der klastischen Serien geborgene Mergelprobe erlaubt nach WEIDICH (1984b: 541) die Alterseinstufung ins Coniac. Die S-Fazies repräsentiert mit sehr mächtigen mono-/oligomikten (Block-)Brekzien hauptsächlich kalkalpinen Lokalschutt. Bei Schweinberg geht der Rhätkalk in eine Brekzie mit gutem fitting über, bevor die sandige Flachwassergosau transgrediert. Wollte man den exotischen Detritus aus dem S beziehen, so müßten die N- und die S-Fazies vertauscht sein. Bisher konnte kein schlüssiger Beweis für exotische S-Schüttungen ermittelt werden (hingegen für N-Schüttungen), so daß der paläogeographischen Rekonstruktion von WEIDICH (1984b - vgl. Kap. 1.4.2) in seinen wesentlichen Zügen nicht gefolgt werden kann. Urgongerölle sowohl vom ultrapienidischen Rücken als auch von intrakalkalpinen Schwellen passen gut zu der Vorstellung einer von weithin aushaltenden Synklinal- und Antiklinalzügen geprägten Morphologie (vgl. TOLLMANN, 1976b: Beil. 3).

1.7.	DIE GOSAU VON OBERWÖSSEN ·
1.7.1	GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR
1.7.2	ANMERKUNGEN ZUM GOSAUVORKOMMEN BEI OBERWÖSSEN

#### 1.7 DIE GOSAU VON OBERWÖSSEN

#### 1.7.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karten: Bayer. LVA 8240 Marquartstein,

8340 Reit i. Winkl 1: 25000

Geologische Karten: Geologische Karte von Bayern 8240 Marquartstein 1 : 25 000 Geologische Karte von Bayern 666 Reit im Winkl 1 : 100000 FRANZ (1966): geologische Karte als Beilage

Literatur: FRANZ (1960, 1966, 1967); DIETRICH & FRANZ (1976); SCHLAGINTWEIT (1986)

## 1,7.2 ANMERKUNGEN ZUM GOSAUVORKOMMEN BEI OBERWÖSSEN

Die "Untere Gosau" enthält nach FRANZ (1960, 1967) umgelagerte und resedimentierte Gerölle von Cenomansandsteinen, jedoch keine Exotika, die erst später, höher im Profil am Vogelspitz ("Mittlere Gosau") in klastischen Einschaltungen von gravitativ verfrachteten Parakonglomeraten innerhalb vollmariner, pelagischer Mergel auftreten. Neben der Gradierung fällt die Anlage einer weiten, flachen, vermutlich erosiv geschaffenen Rinne auf, deren basaler, mergeliger Kalksandstein Merkmale von Fließfaltung und dish structure aufweist. Bei den kleinräumigen Verhältnissen ist es schwierig, Schüttungsrichtungen zu erkennen, wenn auch Herr Dipl. Geol. SCHLAGINTWEIT (freundl. mündl. Mittlg.) sich für eine Schüttungsrichtung aus dem S ausspricht. Da diese Exotika der Gosau bis auf den Lydit und die "Grauwackengesteine" die gleichen wie im klastischen Cenoman sind (FRANZ, 1967) und der Norden auf Grund der Verbreitung von Gosau und Cenoman (vgl. Abb. 48 A) trockengelegen haben muß (FRANZ, 1967: 124), wurden die Exotika, die schon im Cenoman umgelagerte Restschotter nach der "Härteauslese" (FRANZ 1967: 114) darstellen, nochmals einem Umlagerungsvorgang unterworfen (evtl. Erosion nach Trockenfallen) und letztlich in der Gosau eingebettet. Die Lithologie der Exotika, sowie deren Rundungsgrad und charakteristischer Überzug von Eisenoxyden ("Politur") ist identisch mit dem Geröllmaterial von Brandenberg, das in beiden Gebieten Zeugnis einer bewegten Vergangenheit mit einem Durchlaufen verschiedener sedimentologischer Transportmechanismen und temporärer, subaerischer Exposition oder Einbettung im Latosol ablegt (vgl. Kap. 1.4.2). Demgegenüber macht der kalkalpine Lokalschutt einen sehr unreifen Eindruck. Aus den bisherigen, regionalen Untersuchungen der einzelnen Gosauvorkommen kommen für die Schüttungsrichtung des exotischen Materials nur nördlich gelegene Areale aus der Randzone der ostalpinen Krustenscholle in Frage. Die exotischen Gerölle haben prozentual am Gesamtvolumen der Gosausedimente nur einen sehr geringen Anteil und fehlen in manchen Gebieten wie im Eiberger Gosauvorkommen, das wesentlich weiter im S als die Oberwössener Gosau liegt, zur Gänze. Es hängt eher vom Zufall ab, ob bei dem sich durch die Kompression wandelnden kalkalpinen Untergrund und die mehrfachen Erosions-, Transport- und Ablagerungsvorgänge letztlich diese exotischen Gerölle als Restschotter weit nach S in den intrakalkalpinen Raum vorstoßen können.

1.8	DIE GOSAUVORKOMMEN UM BAD REICHENHALL UND SALZBURG
1.8.1	GRUNDLAGEN UND REGIONALE LITERATUR
1.8.2	DIE GOSAUVORKOMMEN AUF DEM TIROLIKUM (N-FAZIES)
1.8.2.1	DAS GOSAUVORKOMMEN AM SÜDABHANG DES HOCHSTAUFFEN
1.8.2.2	DAS GOSAUVORKOMMEN VON GLANEGG
1.8.2.3	DAS GOSAUVORKOMMEN VON MORZG
1.8.2.4	DAS GOSAUVORKOMMEN VON ANIF
1.8.2.5	DIE GOSAU VOM GAISBERG
1.8.3	DIE GOSAUVORKOMMEN AUF DEM JUVAVIKUM (S-FAZIES)
1.8.3.1	DIE GOSAU DES LATTENGEBIRGSPLATEAUS
1.8.3.1.1	DIE TRANSGRESSIONSSERIE DER BASISBREKZIEN UND FOSSILSCHUTTKALKE 38
1.8.3.1.2	DER ÜBERGANG DER FOSSILSCHUTTKALKE IN DIE MERGELIGE FAZIES 39
1.8.3.2	DIE GOSAU DER REITERALPE
1.8.3.3	DIE GOSAU DES LATTENBERGES
1.8.3.4	DIE GOSAU AM NORDABHANG DES UNTERSBERGES
1.8.4	BECKENANALYSE UND PALÄOGEOGRAPHIE DER GOSAUVORKOMMEN UM BAD REICHENHALL UND SALZBURG 42

## 1.8 DIE GOSAUVORKOMMEN UM BAD REICHENHALL UND SALZBURG

# 1.8.1 GRUNDLAGEN: KARTEN UND REGIONALE LITERATUR

Topographische Karten: Bayer. LVA 8243 Bad Reichenhall; 8343 Berchtesgaden West 1 : 25 000 Bechtesgadener Alpen 1 : 50000

geologische Karten: Bayer. Geol. LA Geol. Karte von Bayern 667 Bad Reichenhall 1 : 100000; Österr. BA Geol. Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50000 HERM (1957) Geol. Kartenbeil.; v. HILLEBRANDT (1957) Geol. Kartenbeil.

Literatur: FUGGER (1907; SCHLOSSER (1910); GILLITZER (1913); SCHLAGER (1930, 1957); DEL BEGRO (1949, 1970, 1979a, b); FLÖCHINGER & OBERHAUSER (1957); v. HILLEBRANDT (1957); HERM (1957, 1962a, b, 1979, 1981a, b); FICHLER (1963); KIESLINGER (1964); OBER-HAUSER (1968, 1980); GÜNTHER & TICHY (1978, 1979); TOLLMANN (1976a, 1985); FREY (1980); HÖFLING (1982, 1985);

## 1.8.2 DIE GOSAUVORKOMMEN AUF DEM TIROLIKUM (N-FAZIES)

## 1.8.2.1 DIE GOSAUVORKOMMEN AM SLABHANG DES HOCHSTAUFFEN

Bei den klastischen Serien am S-Abhang des Hochstauffen handelt es sich um Sedimente von alluvialen Fächern, die durchaus auch mit litoralen Arealen in Verbindung standen und zumindest teilweise progradierend mit regressiven Tendenzen dem übergeordneten Trend der Transgression (retrogradierende Gesamtentwicklung) entgegenwirkten. Auf 1000 m NN oberhalb des Grubsteins wurden die Gerölle von folgenden Gesteinen angetroffen: Trias-Gesteine (Muschelkalk, Partnachschichten, Wettersteinkalk, einzelne, desintegrierte Ooide von Sphaerocodium bornemanni = Raibler Schichten, verschiedene Dolomitvarietäten des Hauptdolomits, sowie Hauptdolomitmylonit, Filamentkalke-Hallstätter Kalke?); Jura-Gesteine (Radiolarit, Radiolarienmikrit, Echinodermenmikrit, <u>Biopelsparit mit Clypeina jurassica</u> – oberjurassischer Flachwasserkalk (vom Typus des Plassenkalks bzw. des mittelpenninischen Salzfluhkalkes); arenitische Kornindividuen (massige, unzonierte, limonitische Erzkörner, detritärer Quarz als Eintrag erodierter Raibler Schichten).

Oberhalb des Wirtshauses List konnten neben den aufgeführten Gesteinstypen noch umgelagerte und resedimentierte Gerölle der Gosau (tiefe Gosau)/Cenoman?) geborgen werden. Eine Fazies hiervon verkörpert einen quarzreichen Litharenit mit faunistischen Elementen des Flachwassers (Bioklasten: Rudisten, Echinodermen, Milioliden, Textulariiden, Rotaliiden, Corallinaceen), eine andere Fazies einen Lithokalkarenit (litho-/bioklastischer Kalkarenit) vom Typus des Untersberger Marmors mit Milioliden, Textulariiden und Echinodermenfragmenten. Der rötliche, quarzreiche Litharenit entspricht wohl den von HERM (1962: 331) als Buntsandstein angesprochenen Geröllen und ähnelt sehr stark den Resedimentgeröllen, wie sie in der Gaisberggosau (auf Tirolikum auflagernd) angetroffen wurden, wobei dort ein Geröll einer Feinbrekzie mit Orbitolinen und exotischem Detritus vermutlich ein Mittelkreidealter repräsentiert. Ich stelle es zur Diskussion, ob der jurassische Flachwasserkalk dem intrakalkalpinen Plassenkalk (impliziert eine S-Schüttung) oder dem Sulzfluhkalk (Mittelpenninikum, impliziert eine N-Schüttung) entspricht. Die Verhältnisse der Gosau vom Hochstauffen werden in enger Beziehung zu denen der Gaisberggosau gestellt, die an anderer Stelle behandelt wird. Östlich von Langacker fällt das Auftreten von Quarziten bis 1 mm Durchmesser auf. HERM (1962a: 330) sieht in der Hallstätter Zone der Kugelbachfurche zur Zeit der Transgression eine Abtragungszone, die ihr Material nach N wohl bis auf den Sockel des Hochstauffen (oberhalb Grubstein 1000 m NN) entsendet. Ob die Schüttungsrichtungen immer unidirektional ausgerichtet waren, muß auf Grund der umgelagerten Sedimentgerölle wohl in Zweifel gezogen werden.

#### 1.8.2.2 DAS GOSAUVORKOMMEN VON GLANEGG

Die tiefsten Anteile der basalen Transgressionsserie dieses Vorkommens befinden sich schlecht aufgeschlossen ganz im NE des Glanegger Hügels, die auch die für die Basalbildungen typische bauxitische Pigmentierung - vgl. dazu DEL NEGRO (1979a: 27) - aufweisen und die damit mit der erheblich mächtigeren, festländischen Abfolge des Gaisberges im Einklang stehen. Ein anderes, der basalen Transgressionsserie in der Tat täuschend ähnliches Vorkommen steht am SW-Ende des Glanzriedels (vgl. HILLEBRANDT, 1957; HÖFLING, 1982) unmittelbar an der tektonischen Grenze zur Reiteralmdecke an, offenbart jedoch im Schliff einen gänzlich anderen Ablagerungsmodus:

BIVALVIA: ECHINODERMAT	Hippuritacea (Hippuritidae, Radiolitidae)
BRYOZOA:	Cyclostomata
CNIDARIA:	Anthozoa
ANNELIDA:	Rotaliina Textulariina Miliolacea
	Globotruncanidae (G. linneiana) (G. bulloides) (G. elevata/stuartiformis) (M. coronata) Heterohelicidae Globigerinidae ! (vgl. Muttekopf/Ob. Sedimentationskomplex,
RHODOPHYTA:	Corallinaceae (Archaeolithothamnium gosaviense) Kap. 1.2.4) Solenoporaceae (Ethelia alba)
CHLOROPHYTA:	Dasycledaceae
Komponenten:	Hallstätter Karbonate?, Dachsteinkalk, Dolomitvarietäten, undulöse Quarze, Quarzit (mit suturierten Korngrenzen), Resedimente: Fetzen von Nierentaler Schichten
Lithologie:	Sublitharenit (sehr hoher Quarzanteil), gravitativ verfrach- tete, matrixgestützte Brekzie, Sandstein

Eine Interpretation kann diese Gesteine nur als gravitativ verfrachtete Sedimente bei völliger Desintegration des ursprünglichen Schichtverbandes mit der Vermengung flach- und hochmariner Faunenelemente deuten. Ähnliche olisthostromatische Bildungen wurden in der Muttekopfgosau (ebenfalls sehr hoher Quarzanteil!) und in der Eiberger Gosau angetroffen. Zwei größere Olitho-