

Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich – Salzburg)

Von MICHAEL WAGREICH*)

Mit 12 Abbildungen und 2 Tabellen

*Oberösterreich
Salzburg
Nördliche Kalkalpen
Gosauschichtgruppe
Tiefere Gosau
Lithofazies
Sedimentologie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 95*

Inhalt

Zusammenfassung	663
Abstract	664
1. Einleitung	664
2. Die lithostratigraphische und biostratigraphische Gliederung der Gosauschichtgruppe von Gosau-Rußbach	665
2.1. Kreuzgrabenschichten	665
2.1.1. Interpretation des sedimentären Environments der Kreuzgrabenschichten	668
2.2. Streiteckschichten	669
2.2.1. Untere Streiteckschichten	669
2.2.2. Obere Streiteckschichten	669
2.3. Grabenbachschichten	670
2.4. Hochmooschichten	672
2.4.1. Untere Hochmooschichten	673
2.4.2. Obere Hochmooschichten	673
2.5. Bibereckschichten	674
2.5.1. Untere Bibereckschichten	674
2.5.2. Obere Bibereckschichten	675
3. Schwermineraluntersuchungen	675
3.1. Vergleich mit Schwermineraldaten aus anderen Gosauvorkommen	676
4. Die fazielle und paläogeographische Entwicklung des Gosabeckens im Santon-Untercampan	677
5. Beckenanalyse und Beckenmodelle	679
5.1. Beckendimension und Beckenform	679
5.2. Sedimentmächtigkeiten und Sedimentationsraten	679
5.3. Subsidenzgeschichte	680
5.4. Faziesverteilungen und Paläoströmungsmuster	680
5.5. Beckendynamik	681
6. Zur paläogeographischen Entwicklung der Tieferen Gosau	682
Dank	682
Literatur	682

Zusammenfassung

Der tiefere Anteil (Santon – U. Campan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach läßt sich in 5 Formationen gliedern.

Die basalen Kreuzgrabenschichten werden von rötlichen Konglomeraten mit wenigen Sandstein- und Pelitzwischenlagen aufgebaut. Es dominieren Schuttstrom- und Braided-Stream-Sedimente einer alluvialen Schwemmfächerfazies. Die Unteren Streiteckschichten setzen sich aus mehreren „Coarsening-upward“ Mergel-Sandstein-Konglomerat-Zyklen eines Fan-Deltas zusammen. Die Zyklen entsprechen Progradationsfolgen alluvialer Fächer in einen flachmarinen Bereich gegen S. Die überlagernden Oberen Streiteckschichten mit Mer-

geln, Sandstein- und Biogenlagen zeigen die Abtiefung des Schelfmeeres. Die Grabenbachschichten bilden eine Mergelabfolge des mittleren bis äußeren Schelfs mit Sturmsandsteinlagen. Mit den Unteren Hochmooschichten kommt es wieder zu einer Verflachung des Ablagerungsraumes bis zu einer neuerlichen Fan-Delta-Schüttung gegen S an der Basis der Oberen Hochmooschichten. Mit den Bibereckschichten erfolgt eine Abtiefung über ein Schelfstadium bis in bathyale Tiefen mit turbiditischem Einfluß.

Die Schwermineraluntersuchungen zeigen einen Wechsel von lokalen Liefergebieten mit Apatit-Turmalin-Zirkon-Granat-Spektren mit chromspinnellreichen Spektren eines „exotischen“ Liefergebietes.

Für die Tiefere Gosau kann eine Beckenausdehnung von 15 bis 20 km Länge und 8 bis 10 km Breite rekonstruiert werden. Es können Ähnlichkeiten der Beckenentwicklung mit Extensionsbecken und Becken an Querverwerfungen aufgezeigt werden.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. MICHAEL WAGREICH, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien.

Abstract

The Lower Gosau Complex (Gosau Group, Santonian – L. Campanian) of Gosau and Rußbach is subdivided into 5 formations.

The basal Kreuzgraben Formation consists of reddish conglomerates and subordinate sandstones and pelitic sediments. An alluvial fan environment can be reconstructed with debris flow and braided stream sedimentation. Within the overlying Lower Streiteck Formation several coarsening upward marl-sandstone-conglomerate cycles of a fan-delta facies are preserved. The cycles are interpreted as progradational sequences of a fan into a shallow marine environment to the south. The Upper Streiteck Formation indicates a deepening with sedimentation of marls with sandstones and fossil layers. The Grabenbach Formation consists of marls of the middle to outer shelf with storm sandstone layers. Within the following Lower Hochmoos Formation a regressive tendency is observed, resulting in fan-delta sedimentation in the north at the base of the Upper Hochmoos Formation. The sediments of the Bibereck Formation mark a renewed subsidence from the shelf to bathyal depths with turbiditic influence.

Heavy mineral studies indicate both local sources with apatite-turmalin-zircon-garnet and "exotic" source areas with chromian spinels.

A 15 to 20 km long and 8 to 10 km wide basin can be reconstructed. The basin history shows similarities to both extensional and strike-slip basins.

1. Einleitung

Das Oberkreide-Alttertiär-Vorkommen im Gebiet von Gosau – Paß Gschütt – Rußbach bildet die namensgebende Lokalität der Gosauschichtgruppe der Ostalpen. Erste Beschreibungen und Gliederungsversuche dieses Vorkommens stammen aus dem späten 18. und frühen 19. Jahrhundert (vgl. U. WILLE-JANOSCHEK, 1966). Nach der Begriffsprägung „Gosauer Gesteine“ von LILL von LILIENBACH (1830, S. 189) setzte eine erste intensive Bearbeitungsphase dieses Gosauvorkommens, besonders in Hinsicht auf den Fossilreichtum des tieferen Komplexes, ein (vgl. Zusammenstellungen u. a. bei U. WILLE-JANOSCHEK, 1966 und H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982). Eine genaue lithostratigraphische

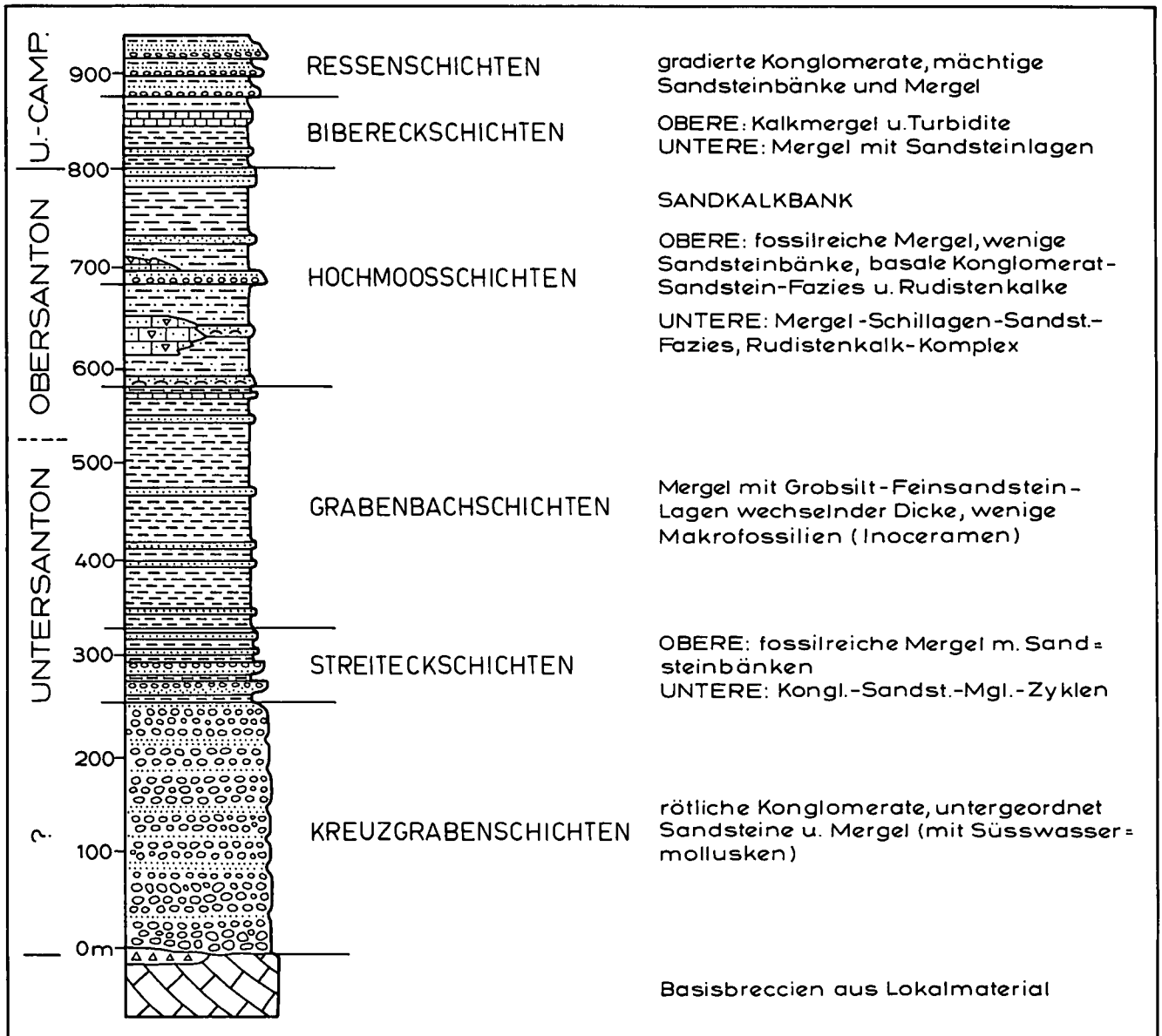


Abb. 1. Schematisches Übersichtsprofil durch die Tiefere Gosau einschließlich der basalen Ressenschichten der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach.

Gliederung, aufbauend auf A. E. REUSS (1854), brachten die Arbeiten von O. WEIGEL (1937) und R. BRINKMANN (1934). Somit ist vor allem der Fossilinhalt des Gebietes um Gosau und Rußbach, auch durch neuere Arbeiten (z. B. M. BEAUVAIS, 1982; H. SUMMESBERGER, 1979, 1985; H. A. KOLLMANN, 1980; H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982; R. HÖFLING, 1985; W. WEISS, 1975, 1977; A. V. DHONDT, 1987) gut untersucht.

In der vorliegenden Arbeit wird nun versucht, ausgehend von einer detaillierten faziell-sedimentologischen Aufnahme des tieferen Anteils der Gosauschichtgruppe („Tiefere Gosau“ im Sinne des terrestrisch-flachmarinen Sedimentkomplexes), einen Überblick über die geologisch-geodynamische Entwicklung des Gebietes für den Zeitraum des Santons bis Untercampans zu geben. Die Ergebnisse beruhen auf einer Dissertation des Autors am Institut für Geologie der Universität Wien (M. WAGREICH, 1986b). Darauf aufbauend, sollen Aussagemöglichkeiten zur Paläogeographie der kalkalpinen Oberkreide und Entwicklungsmodelle des Gosaubekens diskutiert werden.

2. Die lithostratigraphische und biostratigraphische Gliederung der Gosauschichtgruppe von Gosau – Rußbach

Die hier benutzte lithostratigraphische Gliederung der Tieferen Gosau geht auf H. A. KOLLMANN (1982) unter Benutzung der Arbeiten von O. WEIGEL (1937) und W. WEISS (1975, 1977) zurück. Einen Überblick über diese von M. WAGREICH (1986b) leicht modifizierte Lithostratigraphie gibt Abb. 1. Der tiefere Anteil der Gosauschichtgruppe kann in 5 Formationen im Sinne von H. A. KOLLMANN (1982) unterteilt werden. Insgesamt erreicht dieser Abschnitt des Santon – Untercampans eine maximale Mächtigkeit bis 1000 m.

Die Tiefere Gosau des untersuchten Gebietes bildet einen E–W-verlaufenden Streifen von der Ortschaft Gosau-Vordertal über den Paß Gschütt (Landesgrenze Oberösterreich – Salzburg) bis nach Rußbach. Die Schichten fallen zumeist flach gegen S ein, sodaß am südlich gelegenen Kamm der Zwieselalm die höchsten Anteile der überlagernden Schichtfolge mit den Zwieselalmschichten aufgeschlossen sind.

Die biostratigraphische Gliederung der Tieferen Gosau beruht vor allem auf Ammoniteneinstufungen. Demnach gibt es, entgegen früheren Auffassungen (z. B. O. KÜHN, 1947; H. GERTH, 1961; U. WILLE-JANOSCHEK, 1966) keine gesicherten Coniac-Alter (H. SUMMESBERGER, 1979, S. 161; W. WEISS, 1975, S. 48; M. WAGREICH, 1988).

Ammonitenfunde aus den Streiteckschichten des Stöckwaldgrabens belegen Untersanton mit *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER) (vgl. H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982). Innerhalb der hangenden Grabenbachschichten kann nach H. SUMMESBERGER (1985) mit dem Auftreten von *Munierceras gosauicum* (HAUER) die Basis des Obersantons definiert werden. Die Ammonitenfauna der Sandkalkbank der Hochmoos-schichten ist in das oberste Santon zu stellen (*Placenticerias polyopsis*-Zone nach H. SUMMESBERGER, 1985, S. 158). Die überlagernden Bibereckschichten sind durch den Fund der Leitform *Diplacmocerias* (*Placenticerias*)

cf. *bidorsatum* (ROEMER) in das untere Untercampans zu stellen (H. SUMMESBERGER, 1979, 1985). Die Bearbeitung von planktonischen und benthonischen Foraminiferen und des kalkigen Nannoplanktons brachte schließlich eine Ergänzung und Verfeinerung der Ammoniten-Stratigraphie dieses Gosauvorkommens (M. WAGREICH, 1986b, S. 207ff und 1988).

2.1. Kreuzgrabenschichten

Die Kreuzgrabenschichten werden von einer 250 bis 300 m mächtigen Konglomeratabfolge mit untergeordneten Sandstein- und Mergelzwischenlagen aufgebaut. Kennzeichnend sind rötliche und bräunliche Gesteinsfarben.

Der Formationsbegriff „Kreuzgrabenschichten“ geht auf O. WEIGEL (1937, S. 137ff) zurück und entspricht Bezeichnungen wie Basalkonglomerat oder Grundkonglomerat früherer Autoren (z. B. E. SPENGLER, 1914; G. KLOIBER, 1966; U. WILLE-JANOSCHEK, 1966).

Die Typlokalität dieser Formation ist der N–S-verlaufende Kreuzgraben N des Ortsteiles Ramsau der Ortschaft Gosau-Vordertal. Er schließt ein durchgehendes Profil beginnend in 750 m SH bis zur Iglmoos-Forststraße in 1120 m SH auf. Gute Aufschlüsse finden sich auch im Färbergraben E des Kreuzgrabens und NW Rußbach – Paß Gschütt (Randobach, Jagereck-Forststraße).

Innerhalb der Kreuzgrabenschichten lassen sich zwei Lithofaziesgruppen unterscheiden (Lithofaziescode modifiziert nach MIALL [1977], siehe Tab. 1):

- I) Ungeschichtete, grobe Konglomerate (Lithofazies A, B, C)
- II) Geschichtete Konglomerate, geröllführende Sandsteine und Pelite (Lithofazies D, Gm, Gt, Gp, St, Sp, Sh, Sl, Fm, Fcf).

Die Lithofaziesgruppe I ist gekennzeichnet durch grobe Konglomerate ohne erkennbarer Internschichtung der Bänke. Die durchschnittlichen Bankmächtigkeiten liegen bei 1 bis 3,5 m. Geröllimbrikationen sind nur selten zu beobachten. Grobe Komponenten sind allerdings oft mit ihrer AB-Fläche subhorizontal eingeregelt (Abb. 2). Die Gerölle weisen zumeist Kantenrundung auf. Die einzelnen Lithofaziestypen unterscheiden sich durch folgende Eigenschaften:

- Die Lithofazies A, mit etwa 50 % Anteilen der häufigste Konglomerattyp der Kreuzgrabenschichten, ist gekennzeichnet durch eine sandige Matrix ohne Pelitanteile. Korngestützte Bänke dominieren, nur vereinzelt konnten matrixgestützte Bereiche innerhalb dieser Lithofazies gefunden werden. Komponenten bis 50 cm Durchmesser konnten beobachtet werden.
- Die Lithofazies B (bis 15 % Anteile an den Abfolgen) ist charakterisiert durch eine pelitisch-siltige bis feinsandige, rötliche bis graue Matrix. In dieser Fazies treten Komponenten bis 120 cm Durchmesser auf (Abb. 2). Sowohl matrix- als auch korngestützte Lagen wurden beobachtet. Mitunter sind beide Gefügetypen innerhalb einer Lage verwirklicht. Grobe Klaster treten bevorzugt in mittleren bis hangenden Bankabschnitten auf, sodaß eine inverse Gradierung angedeutet wird (Abb. 2).
- Die Lithofazies C stellt einen Übergangstyp zwischen der Lithofazies A und der Lithofazies B dar. Kennzeichnend ist ein geringer Matrixgehalt, sodaß nur korngestützte Gefüge auftreten. Die Matrix setzt sich aus Anteilen von pelitischem und sandigem Material zusammen.

Diese Konglomerattypen zeigen übereinstimmend eine mäßige bis gute Korrelation der Bankmächtigkei-

Tabelle 1.
Lithofaziescode und Interpretation der Ablagerungsbedingungen der Kreuzgrabenschichten
(modifiziert nach MIALL, 1977, 1985).

LITHOFAZIES	KENNZEICHEN	INTERPRETATION
A	Massive, komponenten- und matrixgestützte Konglomerate mit sandiger Matrix	Kohäsionslose Schuttströme
B	Massive, matrix- bis komponentengestützte Konglomerate mit pelitischer Matrix, Klasten bis 1,5 m	Kohäsive bis plastische Schuttströme „Schlammströme“
C	Massive, komponentengestützte Konglomerate, Matrix mit Pelitanteilen	Schuttströme mit geringer Kohäsionskraft
D	Grobe, schräggeschichtete Konglomerate mit sandiger Matrix, Klasten bis 45 cm	Füllungen erosiver Rinnen und Anlagerung bei hochenergetischen „stream floods“
Gm	Massive bis eben geschichtete, komponentengestützte Konglomerate mit sandiger Matrix, z.T. Imbrikationen	Longitudinale Geröllbänke von Braided Streams oder Schichtflutsedimente
Gl	Gerölleinzellagen an Erosionsflächen	Rinnenboden-Rückstandssedimente
Gt, St	Trogförmig schräggeschichtete Konglomerate und Sandsteine	Rinnenfüllungen, Dünen, Rippel
Gp, Sp	Planar schräggeschichtete Konglomerate und Sandsteine	Transversale Kiesbänke oder laterale Anlagerungen
Sh	Eben laminierte Sandsteine, massive Sandsteine, z.T. mit Strömungsriefung	Niederwassersedimente in Rinnen bzw. auf Kiesbankplattformen oder Schichtfluten
Sl	Flach schräggeschichtete (<10°) Sandsteine, übergehend in Sh	Füllungen seichter Erosionskolke bei Niederwasser
Fm	Massive, rote, seltener graue, siltige Pelite	Suspensionssedimente in Stillwasserbereichen (Altwasserarme)
Fcf	Graugrüne Mergel mit Süßwassermollusken	Zeitweise stabile Süßwassertümpel
Kohle	Kohlige Silte und Tonlagen	Sümpfe

ten mit dem Mittelwert der A-Achsen der 10 größten Komponenten (W. NEMEC & R. J. STEEL, 1984). Die Korrelationskoeffizienten schwanken zwischen 0,53 für die Lithofazies A und 0,72 für die Lithofazies C (M. WAGREICH, 1986b, Abb. 5).

Die Konglomerate der Lithofaziesgruppe I werden als Sedimente subaerischer gravitativer Transport- und Ablagerungsmechanismen („debris flows“ i. w. S.) interpretiert. Indizien dafür sind die dekenartige Geometrie der Lagen, die fehlende Internschichtung, außergewöhnlich große Komponenten, wechselnde Feinanteile der Matrix, die schlechte Sortierung und die positive Korrelation zwischen Schicht-

mächtigkeit und maximaler Korngröße im Sinne von W. NEMEC & R. J. STEEL (1984).

- Die Lithofazies A ohne Pelitanteile an der Matrix ist als kohäsionsloser Schuttstromtyp nach W. NEMEC & R. J. STEEL (1984) und G. POSTMA (1986) zu interpretieren, wobei als wesentliche Transportkräfte Korninteraktionen und Auftriebskräfte der Matrix angenommen werden können (J. D. RODINE & A. M. JOHNSON, 1976). In dieses Faziespektrum fallen auch Übergangsformen von hochkonzentrierten Schuttströmen zu Schichtfluten und Ablagerungen durch fließendes Wasser (vgl. Rezentuntersuchungen z. B. von T. C. PIERSON, 1981; T. C. BLAIR, 1987; S. G. WELLS & A. M. HARVEY, 1987).
- Die Lithofazies B zeigt mit einer abstützenden pelitischen Matrix (mud-support) Eigenschaften von



Abb. 2.
Konglomeratbank der Kreuzgrabenschichten, Lithofazies B, mit Komponenten bis 1 m (rechte Bildecke), subhorizontaler Klasteneinregelung und schwacher inverser Gradierung im Basisbereich.
Färbergraben, 880 m SH.

Schlammströmen (mud flows bzw. cohesive/plastic debris flows), also Schuttströmen, die vor allem durch die Kohäsivkraft ihrer Pelitmatrix grobe Komponenten transportieren können (M. A. HAMPTON, 1975). Kennzeichnend ist, daß in dieser Fazies die größten Komponenten auftreten. Das „Fließen“ dieser Schlammströme erfolgt laminar an internen Scherzonen. Grobe Komponenten werden dadurch mit ihrer AB-Fläche subhorizontal eingeregelt und wandern durch Auftriebskräfte in den hangenden Bankbereich, wodurch der Eindruck einer schwachen inversen Gradierung entstehen kann (W. NEMEC & R.J. STEEL, 1984).

- Die Lithofazies C nimmt eine Mittelstellung zwischen den Typen A und B ein. Der geringe Pelitanteil der Matrix bewirkt eine erhöhte Kompetenz gegenüber der Lithofazies A. Der von J. D. RODINE & A. M. JOHNSON (1976) beschriebene Effekt des Fließens hochkonzentrierter, schlecht sortierter Schuttströme durch einen geringen Pelitanteil, der Material in Sandkorngröße stützt, dürfte neben Auftrieb und Korninteraktion als Transportmechanismus wirksam gewesen sein. Die Lithofazies C entspricht damit einem weitgehend kohäsionslosen, hochkonzentrier-

ten Schuttstrom (clast-rich debris-flow, A. W. SHULTZ, 1984).

Die Lithofaziesgruppe II der Kreuzgrabenschichten setzt sich aus groben, schräggeschichteten Konglomeraten (Fazies D), geschichteten Konglomeraten, z. T. mit Imbrikationen (Gm), trogförmig und planar schräggeschichteten Konglomeraten (Gt, Gp) und Sandsteinen (St, Sp), eben laminierten und flach schräggeschichteten Sandsteinen (Sh, Sl) sowie Lagen von roten und grauen, siltigen Peliten (Fm) mit vereinzelten Vorkommen von Süßwassermollusken (Fcf; H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982, S. 71) und kohligten Lagen zusammen (Tab. 1). Die massiven bis horizontal geschichteten Konglomerate der Fazies Gm unterscheiden sich durch Imbrikationen fluviatilen Typs, Schichtung und Sandsteinlinsen innerhalb von Einzellaugen von den oben beschriebenen Schuttstromsedimenten. Auch fehlt innerhalb dieser Fazies eine signifikante

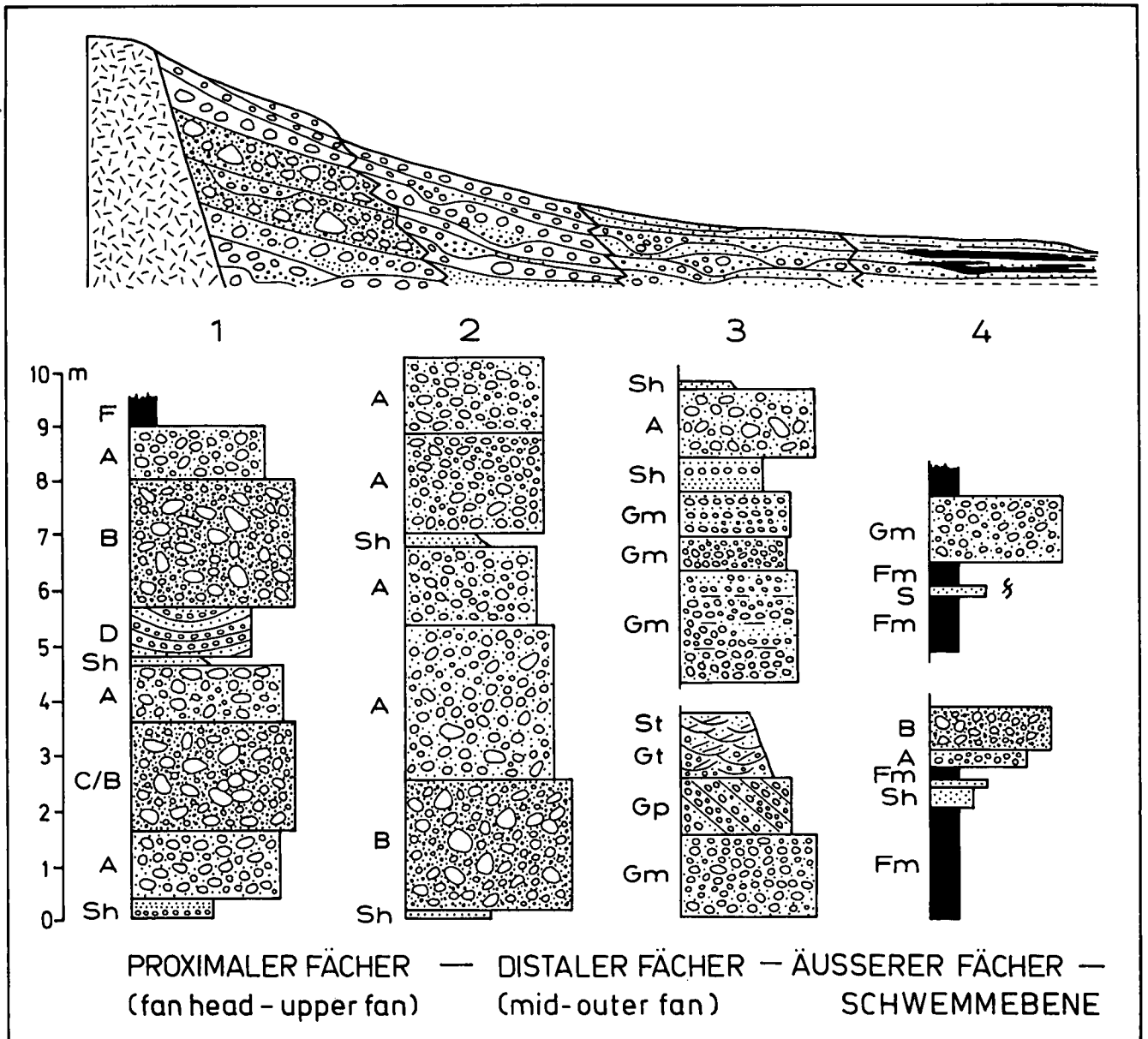


Abb. 3.

Modell der Faziesbeziehungen innerhalb der Kreuzgrabenschichten (Faziescode siehe Tab. 1).

Proximale Schuttstromfazies, z.T. mit groben Rinnenfüllungen, des oberen (1) bis mittleren (2) Schwemmfächers, übergehend in Braided Stream-Ablagerungen (3) und eine distale, z.T. lakustrine Feinfazies (4).

Profilbeispiele aus M. WAGREICH (1986b: Abb. 17).

Korrelation von Bankmächtigkeit und maximaler Korngröße (M. WAGREICH, 1986b).

Die Konglomerate und Sandsteine der Faziesgruppe II sind als fluviatile Ablagerungen i. w. S. zu interpretieren. Die Lithofazies Gm stellt Ablagerungen von Schichtfluten und longitudinalen Kiesbänken eines aufgenetzten, flachen Rinnensystems (Braided-Stream) dar. Kleinräumige, flache Geröllbänke (sheet bars) dominieren diesen Sedimentationsbereich. Ebenso lassen sich die anderen Sedimenttypen dieser Faziesgruppe II einem vorwiegend proximalen Braided-Stream-Environment im Sinne von A. D. MIALL (1977, 1985) zuordnen (vgl. Tab. 1) und entsprechen ähnlichen Faziestypen der Gosauvorkommen von Wörschach (E. POBER, 1983, 1984), Lilienfeld (M. WAGREICH, 1986a) und des Miesenbachtals (P. GRUBER, 1987).

2.1.1. Interpretation des sedimentären Environments der Kreuzgrabenschichten

Die generelle Rotfärbung der Sedimente, die groben Korngrößen, die Dominanz von Schuttstromsedimenten neben Braided-Stream- und Schichtflutablagerungen

lassen auf alluviale Schwemmfächer als Ablagerungsraum der Kreuzgrabenschichten schließen. Eine Analyse überzufällig auftretender Faziesübergänge (M. WAGREICH, 1986b, S. 52f) zeigt eine Gruppierung in Lithofaziesassoziationen, die als proximale bis distale Ablagerungen eines Schwemmfächers interpretiert werden können (Modelle z. B. von A. P. HEWARD, [1978] und V. B. CHERVEN [1984]). Die Lithofaziesassoziationen 1 (Lithofazies B, C, Sh, z. T. auch A, D, F) und 2 (Lithofazies A dominiert) entsprechen proximalen Schwemmfächersedimenten (fan-head/upper-fan Bereich) mit mächtigen, groben Schuttstromablagerungen und Rinnensedimenten (fan-head-channels). Die Lithofaziesassoziation 3 (Lithofazieszyklen Gm-Gp-Gt-St-Sl-Sh) ist mit proximalen Braided-Stream-Zyklen vergleichbar, wie sie im distalen Schwemmfächerbereich auftreten (mid-fan/lower fan). Feinsedimente mit Süßwassergastropoden, Sandsteinlagen, z. T. mit Bioturbation und Kohleschmitzen sind der Faziesassoziation 4 zuzuordnen, die den distalen Rand des Schwemmfächers mit lakustrinem Einfluß charakterisiert (Abb. 3).

Alluviale Schwemmfächer entstehen bevorzugt an durch Störungen bedingten Reliefsprüngen. Einzelne

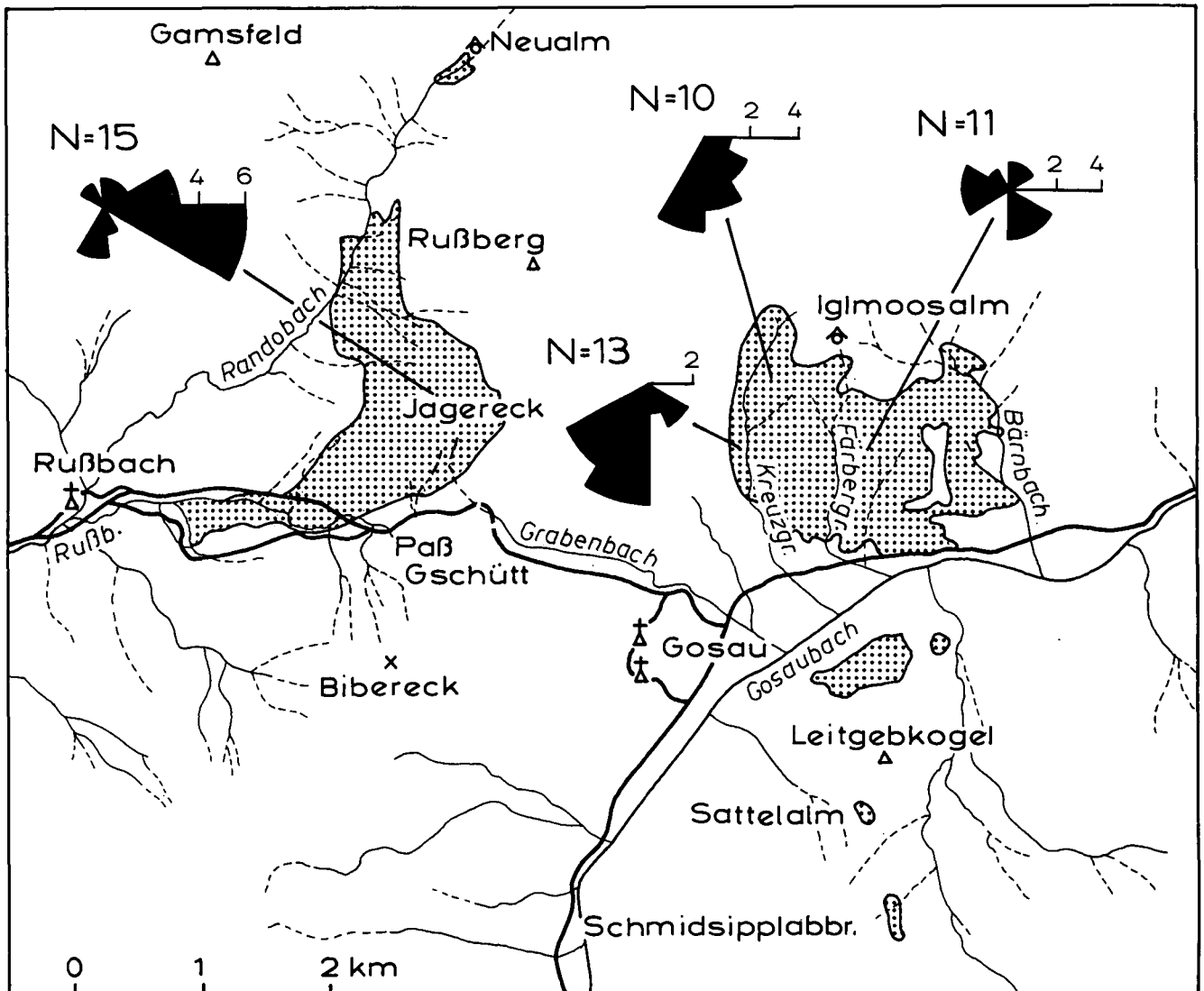


Abb. 4. Kartenskizze der Vorkommen der Kreuzgrabenschichten (punktierte Bereiche) mit Paläoströmungsdaten. N = Anzahl der Messungen pro Lokalität; Balkenlänge entspricht der Anzahl der Messungen pro 30° Klassenintervall.

Fining-upward und Coarsening-fining-upward-Zyklen innerhalb der Kreuzgrabenschichten weisen auf den den Sedimentationscharakter bestimmenden Einfluß tektonischer Bewegungen an Störungen hin. Syntsedimentäre Bewegungen an den Störungen bewirken plötzliche Relieferhöhungen und damit eine zyklische Vergrößerung der Geröllschüttung (R. J. STEEL, 1976; A. P. HEWARD, 1978).

Die Paläoströmungsdaten der Kreuzgrabenschichten (51 Messungen) zeigen eine bimodale Verteilung mit einer Dominanz von Transportrichtungen gegen S bis SW im Gebiet des Kreuzgrabens E' Paß Gschütt und einer Dominanz von E bis SE gerichtetem Transport im Bereich Rußbach – Jagereck NW' Paß Gschütt (Abb. 4). Dieses Paläoströmungsmuster legt die Existenz zumindest zweier alluvialer Schwemmfächer nahe, die an Störungen entstanden, die das initiale Gosau Becken gegen N bis NW begrenzen.

Das Liefergebiet der Schwemmfächer war stark eingeschränkt, wie das Fehlen kalkalpenfremder, „exotischer“ Komponenten und die von stabilen Mineralen dominierten Schwermineralspektren nahelegen. Auf Grund des Rundungsgrades dürfte die Transportweite des groben Materials 5 bis 10 km nicht überstiegen haben.

2.2 Streiteckschichten

Die bis zu 80 m mächtigen Streiteckschichten werden von einer Abfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und marinen Mergeln aufgebaut. Dieser von O. WEIGEL (1937, S. 14) und H. A. KOLLMANN (1982) definierte Schichtkomplex umfaßt die Igmoos-Edlbach-Schichten von W. WEISS (1975, 1977) und die Schattenschichten von H. GERTH (1961). Die Unteren Streiteckschichten werden durch das Auftreten von Konglomeratbänken von den mergeldominierten Oberen Streiteckschichten abgetrennt (M. WAGREICH, 1985, 1986b).

Gute Aufschlüsse finden sich im Stöcklwaldgraben, im hinteren Randobach und an der Paß Gschütt-Bundesstraße W' km 32,6 (entspricht der Typlokalität „Streiteckhof“ nach O. WEIGEL [1937]), sowie im Edlbachgraben, im Kreuzgraben und am Nordhang des Leitgebkogels S' Gosau.

2.2.1. Untere Streiteckschichten

Die Unteren Streiteckschichten sind durch das Auftreten von Konglomeratbänken gekennzeichnet. Neben vereinzelt Konglomeratlagen, die jenen der Kreuzgrabenschichten gleichen, herrschen Konglomerate des „Streiteck-Typs“ (M. WAGREICH, Arbeit im Druck) vor. Sie weisen eine bimodale Textur mit einer gut sortierten Feinsandsteinmatrix auf. Die Komponenten der Konglomerate zeigen bis zu einer Korngröße von etwa 5 cm vorwiegend plattige, zugerundete Kornformen, wie sie für im Strandbereich aufgearbeitete Gerölle charakteristisch sind (vgl. M. WAGREICH, 1986b, Abb. 20). Auch die flache Imbrikation der plattigen Klüften und bankinterne Grob-Fein-Zyklen unterscheiden diesen Konglomerattypus von jenem der Kreuzgrabenschichten und lassen auf ein Ablagerungsmilieu des marinen Strandes bis Vorstrandes schließen (W. A. WESCOTT & F. G. ETHRIDGE, 1980; W. NEMEC & R. J. STEEL, 1984). Die wenigen terrestrischen Konglomeratbänke greifen zumeist rinnenförmig erosiv in unterla-

gernde marine Konglomerate. Sie deuten auf die Nähe einer alluvialen Grobschüttung hin (vgl. Abb. 5).

Die Sandsteinfazies der Unteren Streiteckschichten setzt sich aus folgenden Lithofaziestypen zusammen:

- ① Feinsandsteine mit Grobsandsteinlagen,
- ② Feinsandsteine mit ebener und welliger Lamination und Wellenrippelschichtung und
- ③ siltig-mergelige Feinsandsteine und sandige Mergel mit starker Bioturbation. Die Ichnofazies dieser Lagen kann in eine monospezifische *Skolithos*-Assoziation und eine höher diverse *Macaronichnus-Ophiomorpha*-Assoziation unterteilt werden.

Diese Lithofaziesgruppe ist als Ablagerung verschiedener Subenvironments eines Sandstrandes (①), sandiger Vorstrandbereiche (② \rightleftharpoons ③) bis hin zu mergeligen Ablagerungen der Übergangzone in einen küstenfernen Schelfbereich (③) zu interpretieren (vgl. z. B. H.-E. REINECK & I. B. SINGH, 1980, S. 382f; T. ELLIOT, 1986). Die Fossilführung der mergeligen Lagen spricht ebenfalls für einen küstennahen, seichtmarinen Ablagerungsbereich, z. T. mit Seegrasbestand (H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982, S. 70), ebenso wie die relativ niedrig-diversen Mikrofaunen mit glattschaligen Ostrakoden, Quinqueloculinen, Nummofallotien, Hoeglundinen und wenigen, meist großgewachsenen agglutinierenden Foraminiferen.

Die Unteren Streiteckschichten zeigen asymmetrische Coarsening-upward-Zyklen von Mergeln mit Feinsandsteinlagen des küstenfernen Schelfs (offshore-transition zone) zu bioturbaten Feinsandsteinen (Übergangzone), laminierten Sandsteinen und marinen Konglomeraten des Vorstrand- und Strandbereiches. Der Modellzyklus endet mit erosiv eingreifenden fluviatil-alluvialen Konglomeraten und einer folgenden neuerlichen „Transgression“. Die maximale Ablagerungstiefe dieser marinen Sedimente dürfte 10 bis 15 m nicht übersteigen, wie sowohl die Mächtigkeiten der einzelnen Zyklen als auch Vergleiche mit rezenten Küsten nahelegen (H.-E. REINECK & I. B. SINGH, 1980, S. 382f).

Das sedimentäre Environment der Unteren Streiteckschichten ist als Fan-Delta, entsprechend dem Schelf-Modell von W. A. WESCOTT & F. G. ETHRIDGE (1980), F. G. ETHRIDGE & W. A. WESCOTT (1984) und W. NEMEC (1987) zu klassifizieren. Ein schematisches Modell des Ablagerungsraumes gibt Abb. 6. Die Coarsening-upward-Zyklen sind als wiederholte Progradationsphasen der alluvialen Grobfazies eines Schwemmfächers in einen relativ niedrigerenergetischen marinen Bereich zu interpretieren. Die Ursache dieser Zyklik dürfte in syntsedimentären, ruckartigen Absenkungen des Beckens zu suchen sein (vgl. R. J. STEEL, 1976; F. G. ETHRIDGE & W. A. WESCOTT, 1984).

2.2.2. Obere Streiteckschichten

Bei den Oberen Streiteckschichten handelt es sich um eine mergeldominierte Abfolge mit Feinsandstein- und Fossilagen. Die Feinsandstein- bis Grobsiltbänke (Median Md = 0.04–0.07 mm, Sortierung S₁ = 0.3–0.6) sind bis zu 60 cm mächtig und weisen ebene Lamination und Rippelschichtung (Strömungs- und Wellenrippe) auf. Daneben treten fossilreiche, z. T. bioturbate, mergelige Feinsandsteine und schwach gradierte Biogenschuttlagen auf. Die reiche Makrofauna dieses Abschnittes setzt sich aus Bivalven, Einzelkorallen und

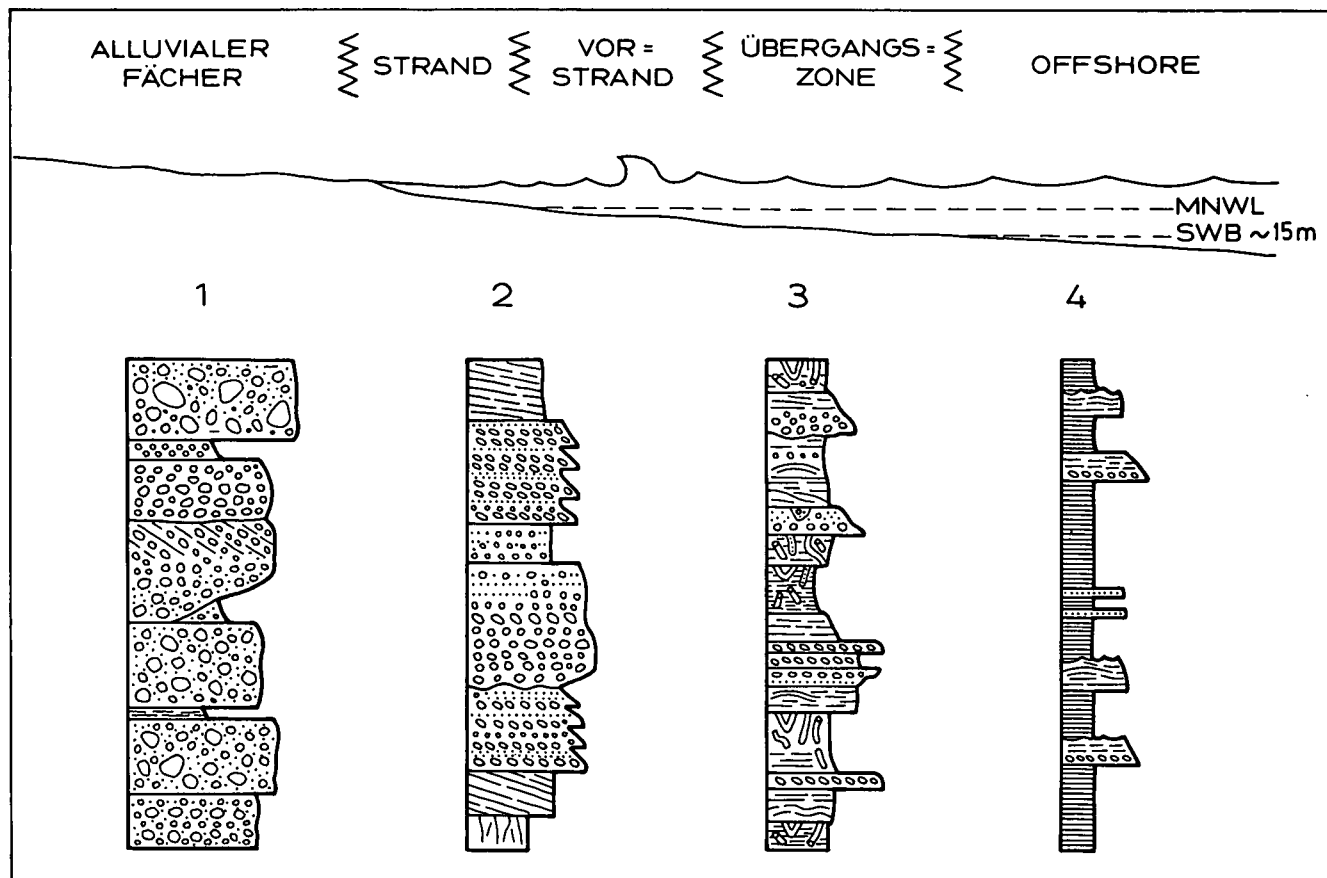


Abb. 5.

Faziesschema der Unteren Streiteckschichten.

- 1) Schuttstromkonglomerate und fluviatile Sedimente des alluvialen Schwemmfächers.
- 2) Konglomerate und Sandsteine des Strandes und Vorstrandes, z.T. mit *Skolithos*-Röhren.
- 3) Konglomeratlagen, bioturbate und laminierte Feinsandsteine des Vorstrandes und der Übergangszone unterhalb der Mittleren Niedrigwasserlinie (MNWL) abgelagert.
- 4) Mergel mit Sandsteinlagen, unterhalb der Mittleren Wellenbasis („Schönwetterwellenbasis“ SWB) abgelagert..

Gastropoden wie *Actaeonella laevis* (SOWERBY) zusammen (H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982, S. 70). Die Mikrofaunen aus den siltigen Mergeln des liegenden Abschnittes der Oberen Streiteckschichten sind noch planktonfrei. Es dominieren glattschalige Ostrakoden, Miliolide und Lenticulinen. Gegen die hangenden Grabenbachschichten zeigen die Mikrofaunen höhere Diversitäten, Planktonanteile bis 50 % sowie ein von Hoeglundinen, Sandschalern (z. B. *Tritaxia*) und Lageniden dominiertes Benthos. Derartige Mikrofaunen lassen auf zunehmende Wassertiefen eines Schelfmeeres von etwa 20 m bis über 100 m schließen (P. SPRECHMANN, 1981; E. E. NYONG & R. K. OLSSON, 1984).

Die Mergel der Oberen Streiteckschichten entsprechen dem feinkörnigen Normalsediment des Schelfs unterhalb der mittleren Wellenbasis. Feinsandsteinbänke und Fossilagen sind als Ablagerungen höherenergetischer Ereignisse zu interpretieren, wobei Sturmergebnisse mit folgenden seewärtigen Rückströmungen in Frage kommen (R. G. WALKER, 1979; T. AIGNER, 1985). Die Fossilagen sind als durch Auswaschung des Feinanteils entstandene, mehr oder minder autochthone Sturmrückstandssedimente im Sinne von R. L. BRENNER & D. K. DAVIES (1973) zu deuten.

Insgesamt dokumentieren die Streiteckschichten also eine graduelle Abtiefung des Ablagerungsraumes von einem randlich-marinen Fan-Delta mit Schüttung gegen S über einen seichtmarinen, strandnahen Abschnitt in einen Schelfbereich mit hochmarinem Einfluß.

2.3. Grabenbachschichten

Die Grabenbachschichten bilden eine etwa 250 m mächtige, pelitdominierte Abfolge mit Feinsandsteinlagen. Sie unterscheiden sich durch das Fehlen von Fossilagen sowohl von den liegenden Oberen Streiteckschichten als auch von den hangenden Unteren Hochmooschichten.

Die Typlokalität, der etwa N-S-verlaufende Grabenbach N' Gosau-Vordertal, schließt den mittleren bis hangenden Abschnitt der Grabenbachschichten auf (vgl. W. WEISS, 1975; H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982). Weitere gute Aufschlüsse finden sich im Gebiet um Rußbach und im Neffgraben.

Innerhalb der Grabenbachschichten schwankt das Verhältnis Sandstein/Grobsilt zu Pelit je nach Lokalität zwischen 1 : 20 und 1 : 1. Die Mergel sind von mittel- bis dunkelgrauer Färbung und weisen Karbonatgehalte um 40 % auf.

Die gut bis sehr gut sortierten Feinsandstein- bis Grobsiltlagen ($M_d = 0.04-0.09$ mm, $S_i = 0.33-0.56$) erreichen Bankmächtigkeiten von 5 bis 50 cm. Amalgamierte Bänke können Mächtigkeiten bis über 2 m aufweisen. An Unterflächenmarken finden sich Strömungsstreifung (longitudinal furrows and ridges), Strömungsmarken (flute casts), Kolköpfe und Kolkriegen (pot and gutter casts), orientierte Mergelklasten und diverse Spurenfossilien der *Thalassinoides*-Assoziation nach M. WAGREICH (1986, S. 114f).



Abb. 6.
Mergel-Sandstein-Wechselagerung der Grabenbachschichten.
Die mächtigere Bank im oberen Bildbereich zeigt Hummocky Cross-stratification mit welliger Hangendfläche.
Neffgraben, 890 m SH.

Die typische feine Lamination der Sandsteinlagen entsteht durch Wechselagerungen von hellen, quarz- und karbonatreichen Lagen mit dunkleren, glimmer-, pflanzenhäcksel- oder pelitreichen Lagen. Innerhalb der Bänke treten ebene Lamination mit Strömungsriefung (parting lamination), wellige Lamination (microhummocky stratification nach R. H. DOTT & J. BOURGEOIS [1982]), großformatige, flachwinkelige Schrägschichtungen mit symmetrischen Aufwölbungen und Vertiefungen (Hummocky Cross-stratification, überwiegend vom „accretionary pinch and swell“-Typus nach P. J. BRECHLEY et al. [1986] und C. J. POUND, [1986], vgl. Abb. 6), Strömungsrippel- und Wellenrippelschichtung sowie Wickelschichtung auf. Basale gradierte Abschnitte sind selten, großformatige Schrägschichtungen mit Neigungswinkeln der Leeblätter $>15^\circ$ fehlen. Oft können Abfolgen von ebener Lamination über Hummocky Cross-stratification und welliger Lamination zu Wellenrippeln beobachtet werden (Abb. 7). Sie können dem P-H-X-Banktyp von Sandsteinlagen mit Hummocky Cross-stratification nach R. H. DOTT & J. BOURGEOIS (1982) und R. G. WALKER et al. (1983) zugeordnet werden.

Die Geometrie der Sandsteinlagen ist zumeist deken- bis linsenartig. Mehrere dünne Lagen können sich lateral zu einer mächtigeren Sandsteinlage vereinigen. Insgesamt ist eine Zunahme des Sandsteingehaltes innerhalb der Grabenbachschichten gegen das Hangende erkennbar (M. WAGREICH, 1986b, Abb. 47).

Die Makrofossilführung der Grabenbachschichten beschränkt sich auf Inoceramen, Nuculide, kleine Pectiniden und wenige Gastropodenarten. Nach H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER (1982) ist die Faunenzusammensetzung mit rezenten Weichbodenvergesellschaftungen des Atlantiks in 30 bis 150 m Tiefe vergleichbar. Die Mikrofaunen der Grabenbachschichten stellen hingegen artenreiche Plankton-Benthos-Mischfaunen dar (W. WEISS, 1975, 1977; M. WAGREICH, 1986b, Tab. 18), die durch hohe Planktongehalte (38 bis 73 %) und mittlere Gehalte an Sandschalern (11 bis 32 %, vor allem bi- und triseriale Formen) ausgezeichnet sind. Gegen die hangenden Hochmooschichten nehmen die Planktongehalte ab, während sich der Anteil an Hoeglundinen bis 40 % erhöht. Die das Kalkbenthos dominierenden Gavelinellen, Lageniden, Gyrodinoiden und Polymorphinen legen Ablagerungstiefen

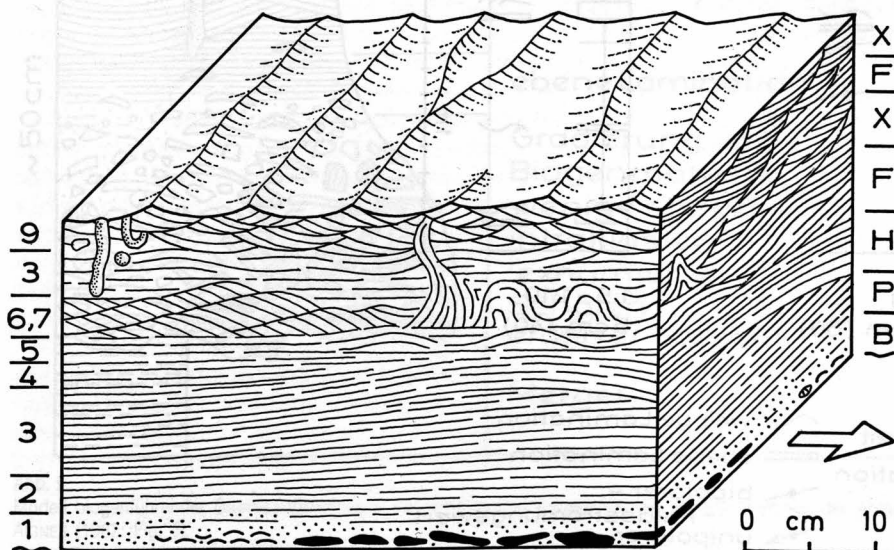


Abb. 7.
Schematisches, zusammengezeichnetes Modell der Sandsteinbänke der Grabenbachschichten.

1 = Gradierte Basis mit Mergelklasten oder Biogenfragmenten; 2 = ebene Lamination mit Strömungsriefung; 3 = Hummocky Cross-stratification; 4 = ebene Lamination; 5 = wellige Lamination; 6, 7 = Strömungsrippel, Wickelschichtung, Entwässerungsstrukturen; 8 = ebene bis flachwellige Lamination; 9 = Wellenrippel, z.T. asymmetrisch.

Pfeil zeigt in Strömungsrichtung; B-P-H-F-X-Nomenklatur nach R. H. DOTT & J. BOURGEOIS (1982) und R. G. WALKER et al. (1983).

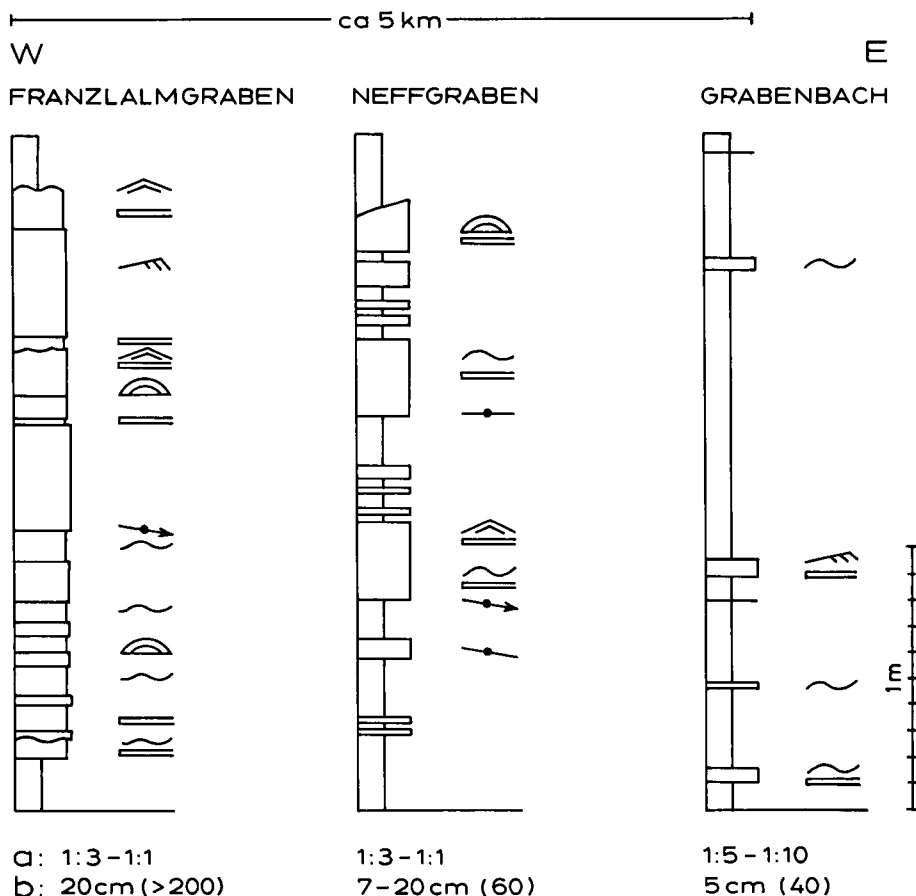
des „mittleren bis äußeren“ Schelfs nahe (P. SPRECHMANN, 1981; E. E. NYONG & R. K. OLSSON, 1984). Die relativ hohen Planktongehalte lassen auf eine Verbindung zu einem offenen Meeresbereich schließen.

Die Mergel der Grabenbachschichten sind analog jenen der Streiteckschichten als pelitisches Normalsediment des Schelfs zu interpretieren, wobei Makro- und Mikrofaunen auf einen möglichen Tiefbereich von 30 bis 150 m schließen lassen. Die sedimentären Strukturen der Sandsteinlagen belegen sowohl einen Einfluß einer gerichteten Strömung (gerichtete Strömungsmarken, ebene Lamination, Strömungsrippel) als auch die Wirkung einer oszillierenden Strömung (Wellenrippel) während der Ablagerung. Hummocky Cross-stratification kann als Produkt einer Kombination einer gerichteten Strömung mit einer (dominanten?) oszillierenden Komponente angesehen werden (B. GREENWOOD & D. J. SHERMAN, 1986). Die Sandsteinbänke sind als Schelfsturmlagen des Ablagerungsbereiches zwischen mittlerer Wellenbasis und Sturmwellenbasis zu interpretieren. Transport und Ablagerung dieser Lagen erfolgt durch windinduzierte, seewärtige Strömungen unter dem Einfluß von Sturmwellen (R. G. WALKER, 1979; T. AIGNER, 1985). Nach W. L. DUKE (1985) können Hurricanes als wichtigster Auslösemechanismus für derartige sandtransportierende Strömungen angesehen werden.

Die Grabenbachschichten zeigen die Ausbildung einer proximalen Fazies mit häufigen, dicken Sandsteinlagen im W (Neffgraben-Gebiet) im Gegensatz zu einer distalen Fazies mit wenigen, dünnen Sandsteinlagen im E (Grabenbach-Gebiet, vgl. Abb. 8). Die einheitlichen Paläoströmungsrichtungen gegen E bis SE (119 Messungen, Vektormean 105°) stimmen sehr gut mit diesem Trend überein.

2.4. Hochmooschichten

Auf Grund der Faziesvielfalt der oberantonen Hochmooschichten ist dieser bis etwa 250 m mächtige Schichtkomplex nur schwer in klar definierbare lithostratigraphische Einheiten zu unterteilen, wie die unterschiedlichen Gliederungen von O. WEIGEL (1937), W. WEISS (1977), H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER (1982), R. HÖFLING (1985) und O. LEISS (1987) zeigen. Aufbauend auf detaillierte Profilaufnahmen im gesamten Aufschlußbereich zwischen Gosau und Rußbach sowie Schwermineraluntersuchungen (M. WAGREICH, 1986b, S. 129f) erscheint eine Zweiteilung in chromspinnelreiche Untere Hochmooschichten und chromspinnelfreie Obere Hochmooschichten sinnvoll (vgl. Abb. 1). Die Basis der Oberen Hochmooschichten bildet ein charakteristisches



LEGENDE:

- a: S:P-Verhältnis
- b: durchschnittl. Bankmächtigkeit
- Hummocky Cross-stratification
- Wellenrippel
- Strömungsrippel
- wellige Lamination
- ebene Lamination
- bipolarer -
- Paläoströmungswert
- unipolarer -

Abb. 8.
Typische Abfolgen der Grabenbachschichten aus dem Franzlalmgraben, dem Neffgraben (beide W' Rußbach) und dem Grabenbach (E' Paß Gschütt) mit Sandstein-Pelit-Verhältnissen, durchschnittlichen und maximalen Bankmächtigkeiten.

Konglomerat-Sandstein-Niveau, das vom Hochsattel/Rinnbachgraben NW' Rußbach über die namensgebenden Hochmoosgräben SW' Paß Gschütt bis in Wegscheid- und Tauerngraben N' Gosau und den Hofergraben S' Gosau zu verfolgen ist.

2.4.1. Untere Hochmooschichten

Bei den Unteren Hochmooschichten handelt es sich um eine bis zu 100 m mächtige Serie von Mergeln mit gradierten Biogenschutt- und Feinsandsteinlagen, die von O. LEISS (1987, S. 46) z. T. noch den Grabenbachschichten zugerechnet werden.

Viele dieser bis zu 60 cm mächtigen Lagen werden aus einer liegenden, grob gradierten Fossil(schutt)lage (biogenreicher Packstone bis Grainstone) und einem hangenden Feinsandstein mit ebener Lamination, flach-winkliger Schrägschichtung (Hummocky Cross-stratification) und Wellenrippelschichtung aufgebaut (Abb. 9). Häufig können vertikale und horizontale Crustaceenbauten wie *Ophiomorpha* und *Thalassinoides* beobachtet werden. Im Gebiet N' Rußbach (Oberstöckl-Randobach) gehen diese dünnen Lagen in bis zu 80 cm mächtige Biogenschuttbänke und schließlich in eine „Vorriff“-Schuttkalkfazies und eine Hippuritenkalkfazies eines „gewachsenen Riffes“ über (vgl. R. HÖFLING, 1985, S. 140 f).

Die reiche Makrofauna der Unteren Hochmooschichten mit Einzelkorallen und Mollusken weist Seichtwassercharakter auf (H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982). Die Mikrofaunen zeigen im basalen Abschnitt unter dem Hippuritenkalkniveau abnehmende Planktongehalte bis zu „verarmten“ Faunen mit hohen Gehalten an Quinqueloculinen, Nummofallotien und pfeilertragenden Rotalinien (K. KÜPPER, 1956; U. WILLE-JANOSCHEK, 1966; W. WEISS, 1977; R. HÖFLING, 1985). Diese Faunen lassen auf abnehmende Wassertiefen bis

hin zu extrem seichten Bereichen des inneren Schelfs unter Welleneinfluß schließen (P. SPRECHMANN, 1981).

Die dominanten Biogenschutt-Feinsandsteinlagen sind als Sturmlagen des inneren Schelfs zu interpretieren und entsprechenden Modellen für „calcareous tempestites“ von T. AIGNER (1982, 1985) und R. D. KREISA (1981) gegenüberzustellen (Abb. 9). Der liegende, gradierte Biogenschutt kann sowohl aus transportiertem als auch aus (par-)autochthonem Material zusammengesetzt sein. Der hangende Feinsandsteinabschnitt ist analog der Sandsteinfazies der Grabenbachschichten als Ablagerung bei abnehmender Strömungsenergie und Sturmwelleneinfluß zu interpretieren. Der hohe Anteil an Biogenmaterial im Vergleich mit den Sturmlagen der Grabenbachschichten läßt einerseits auf geringere Wassertiefen, andererseits auf eine erhöhte Karbonatproduktion im Liefergebiet schließen. Zum Teil dürfte dieses Liefergebiet im Bereich des Hippuritenkalkkomplexes Oberstöckl – Randobach zu suchen sein, wie die oben beschriebenen faziellen Übergänge von proximalen zu distalen Sturmlagen im Randobach belegen. Auch die wenigen Paläoströmungsdaten (7 Messungen) mit Transportrichtungen gegen E fügen sich in dieses Fazieschema ein.

Im hangendsten Abschnitt der Unteren Hochmooschichten ist an der Lokalität Schneckenwand SE' der Traunwandalm eine fazielle Sonderentwicklung mit an dickschaligen Trochacteon-Gehäusen reichen Lagen aufgeschlossen. Eine ausführliche Diskussion der möglichen Bildungsbedingungen dieser Fazies findet sich in H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER (1982, S. 56f), R. HÖFLING (1985, S. 164 f) und M. WAGREICH (1986b, S. 149f).

2.4.2. Obere Hochmooschichten

An der Basis der Oberen Hochmooschichten tritt ein bis zu 20 m mächtiger Konglomerat-Sandstein-Hori-

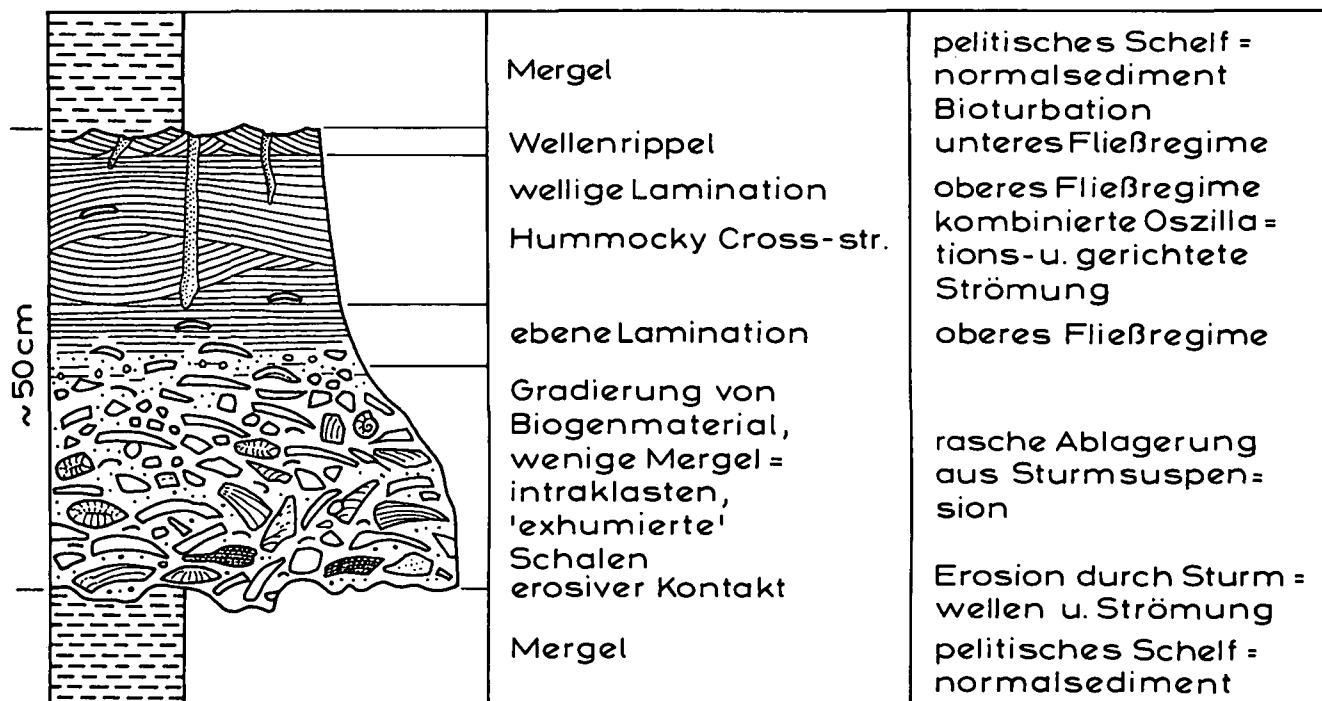


Abb. 9.

Modell biogenführender Sturmsandsteinlagen der Unteren Hochmooschichten mit Interpretation der Ablagerungsbedingungen nach KREISA (1981: Fig. 3) und AIGNER (1982: Fig. 5).

zont auf, der vom Hochsattel NW' Rußbach bis in das Gebiet von Gosau zu verfolgen ist. Stellenweise sind auch Rudistenbiostrome und Schuttkalke in diesem Niveau vorhanden, wie etwa an den Lokalitäten Brunftloch und Hochsattel (H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982; R. HÖFLING, 1985, S. 160f; O. LEISS, 1987, S. 47).

Die Konglomerate dieses Komplexes lassen sich gut mit den marinen Konglomeraten der Unteren Streiteckschichten vergleichen. Kornform und Kornzurundung sind auf Formungsprozesse in einem Strandbereich zurückzuführen (M. WAGREICH, 1986b). Flache Geröllimbrikationen an den Lokalitäten Brunftloch und Traunwandalm fallen flach gegen SE bis SW (4 Messungen). Daneben treten auch Konglomerate mit flach trogförmigen Schrägschichtungen (Transport gegen W, 3 Messungen) auf. Gegen S (Hochmoosgräben, Tauerngraben) ist eine Zunahme des Sandgehaltes innerhalb dieses Grobhorizontes zu beobachten. Schrägschichtungen innerhalb dieser Sandsteine belegen Transport gegen S bis E (3 Messungen).

Der Bildungsbereich der Sandsteine und Konglomerate der Oberen Hochmoossschichten ist als Fan-Delta mit Schüttung gegen S ähnlich dem für die Unteren Streiteckschichten gegebenen Modell zu interpretieren (vgl. Abb. 5). An Strandkonglomerate und Konglomerate des Vorstrandes mit einer möglichen Verdriftung von Strandsediment gegen W durch Küstenlängsströmungen schließen gegen S sandige Vorstrandbereiche mit seewärtigem Sandtransport gegen S bis E bei Sturmergebnissen an. Dieses Faziesmodell weist auf eine paläogeographische Umstellung an der Basis der Oberen Hochmoossschichten hin, in deren Folge es zu einer Reaktivierung der alluvialen Geröllschüttung aus dem N kommt. Das Auftreten von Hippuriten-Biostromen innerhalb dieser groben Fazies ist rezente Riffbildungen auf Kiesbänken innerhalb von Fan-Delta-Komplexen vergleichbar (W. A. WESCOTT & F. G. ETHERIDGE, 1980; A. B. HAYWARD, 1985).

Über dem basalen grobklastischen Niveau folgt eine Mergel-Sandstein-Wechsellagerung, die von der pelitdominierten Fazies der „Hofergrabenmergel“ (H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982, S. 42) überlagert wird. Stellenweise sind die Mergel reich an Makrofossilien, v. a. Mollusken und Korallen („Cyclolites-Mergel“, Korallen-Hippuriten-Fazies im Neffgraben). Während die Foraminiferenfaunen im tieferen Abschnitt von Milioliden und wenigen anderen Kalkschalern gekennzeichnet sind (*Nummofallotia*-Quinqueloculina-Assoziation nach R. HÖFLING, 1985, S. 160), sind innerhalb der Hofergrabenmergel Planktonanteile bis 20 % und höher diverse Faunen feststellbar. Sie sprechen für eine Abtiefung von sehr seichten, küstennahen Bereichen zu Tiefen des „mittleren“ Schelfs (E. E. NYONG & R. K. OLSSON, 1984). Insgesamt ist diese Fazies mit jener der Unteren Hochmoossschichten vergleichbar, nicht aber mit der Fazies der Grabenbachschichten, wie dies O. LEISS (1987, S. 47) in seinem diachronen Fazieschema annimmt. Als Ablagerungsbereich kann ein seichtmariner, z. T. küstennaher Flachmeerbereich normaler Salinität mit vorherrschender pelitischer Sedimentation und seltenen Sturmereignissen rekonstruiert werden.

Der hangendste Abschnitt der Hochmoossschichten weist in Form der Sandkalkbank (O. WEIGEL, 1937, S. 22) eine eigenständige fazielle Entwicklung auf. Diese bis etwa 30 m mächtige Feinsandsteinbank ist vom Triebenbachgraben SE' Rußbach über die Zwieselberg-

Forststraße (vgl. H. SUMMESBERGER, 1979) bis in den Hofergraben SE' Gosau zu verfolgen.

Die Sandkalkbank ist gekennzeichnet durch eine Bankung im Dezimeter- bis Meterbereich. Die sehr gut sortierten Feinsandsteine bis sandigen Grobsilte ($Md = 0.05$ bis 0.07 mm, $S_1 = 0.31$ bis 0.38) weisen W' Gosau eine reiche Makrofauna mit Gastropoden, Bivalven, Korallen und Ammoniten auf (J. WIEDMANN, 1978; H. SUMMESBERGER, 1979, 1980; H. A. KOLLMANN, 1980; H. A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982; A. V. DHONDT, 1987). Nach H. A. KOLLMANN (1980) kann auf Grund der Makrofauna auf einen energieärmeren Seichtwassersandbereich mit hohem Infaunaanteil und relativ hoher Sedimentationsrate geschlossen werden. Die fossilarmen Abschnitte können auf Grund von ebener und flachwelliger Schichtung und Bioturbation als strandnah gebildete Sedimente interpretiert werden.

2.5. Bibereckschichten

Über der Sandkalkbank setzt die bis zu 70 m mächtige Abfolge der Bibereckschichten mit Mergeln und Sandsteinzwischenlagen ein. Die Hangendgrenze der Bibereckschichten gegen die überlagernden Ressen-schichten wird in dieser Arbeit mit dem Erstauftreten von groben Breccienbänken festgelegt. Der Formationsbegriff „Bibereckschichten“ wurde von W. WEISS (1975, S. 36, 1977, S. 298f) für „Mergel des Unter-campans“ (G. KLOIBER, 1966, S. 47f) geprägt. Die Bibereckschichten nach W. WEISS (1977) und H. A. KOLLMANN (1982) entsprechen den „Unteren Bibereckschichten“ dieser Arbeit. Sie sind an der Typlokalität „Bibereck“ an der Zwieselberg-Forststraße nur mangelhaft abgeschlossen. Bei den hier abgetrennten „Oberen Bibereckschichten“ handelt es sich um eine Abfolge von Mergeln, kalkigen Mergeln und dünn-schichtigen Sandsteinlagen, die im Hofergraben SE' Gosau eine Mächtigkeit von etwa 30 m erreichen. In anderen Profilen ist dieser Abschnitt geringmächtiger ausgebildet oder fehlt. Dadurch ergibt sich eine schwach diskordante Beziehung der Ressen-schichten zu den Bibereckschichten.

2.5.1. Untere Bibereckschichten

Die Unteren Bibereckschichten werden von einer maximal 60 m mächtigen Mergel-Sandstein-Folge aufgebaut. Im hangenden Abschnitt dominieren mergelreiche Partien, die zu den kalkigen Mergeln der Oberen Bibereckschichten überleiten.

Die Feinsandsteinbänke ($Md = 0.075$ – 0.1 mm, $S_1 = 0.41$ – 0.56) weisen Mächtigkeiten bis 40 cm auf. Sie zeigen interne Abfolgen von einer basalen gradierten Lage, oft mit rip-up-Klasten, und einem geringmächtigen Abschnitt mit Rippelschichtung zu einem dominierenden eben bis flach schräg laminierten Abschnitt (Hummocky Cross-stratification?). Den hangendsten Teil der Sandsteinbänke nimmt Wellenrippelschichtung ein.

Nur an der Basis der Unteren Bibereckschichten treten stark bioturbate Sandsteine auf. Gegen das Hangende überwiegen dagegen hell- bis mittelgraue Mergel bei Zurücktreten der Sandsteinlagen. Die Mergel weisen Karbonatgehalte zwischen 32 und 54 % auf.

Die Biofazies ist mit jener der Grabenbachschichten vergleichbar. Die Mikrofaunen sind planktonreich (bis

78 %) mit mittleren Gehalten an Sandschalern, Lageniden und Gavelinellen und können dem „mittleren bis äußeren“ Schelf zugeordnet werden.

Die Unteren Bibereckschichten werden als Schelfmergelfazies mit Sturmsandsteinlagen ähnlich den Grabenbachschichten interpretiert. Über einem geringmächtigen Abschnitt mit bioturbaten Sandsteinlagen einer noch küstennahen Fazies folgt eine küstenferne pelitische Fazies mit gradierten Sturmsandsteinbänken des Ablagerungsbereiches zwischen mittlerer „normaler“ Wellenbasis und Sturmwellenbasis. Die abnehmenden Mächtigkeiten der Sandsteinlagen gegen das Hangende lassen auf zunehmend küstenfernere Ablagerungsbereiche schließen (T. AIGNER, 1982; R. H. DOTT & J. BOURGEOIS, 1982). Der Mergelabschnitt im Hangenden entspricht einem pelitischen Sedimentationsraum des „äußeren“ Schelfs unterhalb der Sturmwellenbasis in einem Tiefenbereich von 80 bis maximal 300 m (vgl. E. E. NYONG & R. K. OLSSON, 1984).

2.5.2. Obere Bibereckschichten

Die Oberen Bibereckschichten wurden v. a. an Hand des durchgehenden Profils des Hofergrabens untersucht. Dort folgt über dem Mergelabschnitt der Unteren Bibereckschichten eine Abfolge von grauen, gegen das Hangende zu auch roten, kalkreichen (Karbonatgehalte 54 bis 51 %), schwach siltigen Mergeln bis kalkigen Mergeln. Lebensspuren wie *Chondrites* oder *Planolites* sind häufig zu beobachten. Härtere, kalkreiche Lagen wechseln zyklisch mit weicheren Mergellagen.

Im Hangenden dieser Abfolge treten verstärkt gradierte Sandstein-Silt-Lagen auf. Kennzeichnend sind Millimeter-dünne, gradierte Feinsandstein-Silt-Pelit-Streifen. Nur vereinzelt treten dickere Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten zwischen 3 und 15 cm und BOUMA-Zyklus auf. Diese Fazies hält auch über der ersten groben Breccien-Sandstein-Bank der Ressenschichten an.

Makrofossilien sind aus den Oberen Bibereckschichten nicht bekannt. Die Mikrofaunen sind extrem planktonreich (>90 %). Das Foraminiferenbenthos weicht in seiner Zusammensetzung mit erhöhten Anteilen an „bathyalen“ Formen wie einfachen Sandschalern, Praebulimin, Dentalinen, *Eponides* und *Osangularia* erheblich von jenem der Schelfmergelfazies ab. Nach A. BUTT (1981), E. E. NYONG & R. K. OLSSON (1984) und K. F. WEIDICH (1984) entspricht diese Fauna Tiefen des oberen bis mittleren Bathyal, d. h. einem Tiefenbereich von etwa 200 bis 1000 m.

Die kalkigen Mergel und Mergel des tieferen Abschnittes der Oberen Bibereckschichten sind sowohl lithofaziell als auch faunistisch mit siltigen, „hemipelagischen“ Foraminiferen-Coccolithen-Schlämmen im Bereich rezenter Kontinentalhänge vergleichbar (Hemipelagite im Sinne von D. A. V. STOW & D. J. W. PIPER, 1984). Zyklische Wechsellagerungen können als Ausdruck schwankender Feindetritusanlieferung aus dem Schelfbereich bei gleichbleibender Sedimentationsrate des „pelagischen“ Biogenanteiles angesehen werden und entsprechen damit Verdünnungszyklen im Sinne von G. EINSELE (1982, S. 16).

Gegen das Hangende nimmt der siliziklastisch-turbiditische Einfluß zu. Die dünnenschichtigen Turbiditlagen werden als Zwischenrinnensedimente eines kleinen, „unreifen“ Tiefseefächers aufgefaßt (vgl. D.A.V. STOW & D.J.W. PIPER, 1984). Als dazugehörige Rinnensedimente sind die weiter im Hangenden auftretenden

groben Breccienbänke der Ressenschichten anzusehen. Als Ablagerungsraum der turbiditischen Fazies der Oberen Bibereckschichten kann somit ein bathyalen Hangbereich mit Rinnen und Zwischenrinnenabschnitten rekonstruiert werden. Zunehmende Gehalte an epimetamorphen Gesteinsbruchstücken (Phyllite, Serizitphyllite, Quarzite) innerhalb der Sandsteine der Bibereckschichten lassen auf eine generelle Umstellung des Liefergebietes schließen, wobei ein Materialtransport aus dem Süden bis Südosten angenommen werden kann (R. LAHODYNSKY, 1983).

3. Schwermineraluntersuchungen

Daten zur Schwermineralführung von Sandsteinen der Gosauschichten von Gosau-Rußbach liegen bisher von G. WOLETZ (1963) und G. KLOIBER (1966) vor. Demnach kann ein tieferer, chromspinellführender Abschnitt von einem höheren, chloritoid- und/oder granatreichen Abschnitt des Campans unterschieden werden (G. WOLETZ, 1963, S. 97).

Tab. 2 faßt die in dieser Arbeit aus 112 Schwermineralproben der Tieferen Gosau und der basalen Ressenschichten gewonnenen Ergebnisse zusammen (Methodik siehe M. WAGREICH, 1986b, S. 8). Dabei konnten 3 Schwermineralspektrentypen unterschieden werden.

Der häufigste Spektrentyp setzt sich aus mittleren Gehalten an stabilen Mineralen wie Zirkon, Turmalin und Rutil neben häufigem Apatit und wechselnden Gehalten an Granat zusammen. Chromspinell und Chloritoid fehlen oder sind nur in Spuren vorhanden. Derartige Spektren finden sich sowohl in den alluvial beeinflussten Basalserien der Kreuzgraben- und Streiteckschichten (Untersanton) als auch in den Oberen Hochmooschichten und den Bibereckschichten (höheres Obersanton – tiefes Untercampan).

Diese Schwermineralassoziaton wird vorwiegend auf die Aufarbeitung von klastischen Gesteinen der Werfener Schichten zurückgeführt, wie die hohen Anteile an angerundeten stabilen Schwermineralen und Apatit sowie vergleichbare Zr-Tu-Ap-Spektren der Permoskyth-Basis der Kalkalpen belegen (vgl. E. POBER, 1984, S. 125; R. HESS, 1985). Problematisch sind die deutlichen Granatanteile und Spuren von Staurolith, die innerhalb der Werfener Schichten nur sehr selten auftreten. Zumindest ein Teil dürfte aber ebenfalls aus der Aufarbeitung permoskythischer Serien entstammen. Im Geröll- und Sandsteinbestand dieser Formation fehlen jedenfalls Anzeiger für kalkalpenfremde, „exotische“ Liefergebiete.

Diese Schwermineralvergesellschaftung ist einer überwiegend „lokalen“ Schüttung kalkalpeninterner, eingeschränkter Liefergebiete zuzuordnen, wobei das Auftreten dieses Typs v. a. in Sedimenten lokaler Grobschüttungen aus dem N kennzeichnend ist. Vergleichbare Spektren, allerdings mit z. T. höheren Epidot/Klinozoisitgehalten, sind auch aus den Konglomeratserien der Wörschacher Gosau bekannt (E. POBER, 1984).

Der zweite Spektrentyp der Tieferen Gosau ist durch mittlere bis hohe Chromspinellgehalte und geringe Anteile von Alkali amphibolen, wahrscheinlich Glaukophan, und Chloritoid gekennzeichnet. Der Chromspinellanteil steigt von mittleren Gehalten innerhalb der Grabenbachschichten zu einem Maximum im tieferen Anteil der Unteren Hochmooschichten und nimmt dann wie-

Tabelle 2.

Übersicht über die Schwermineralführung der Tieferen Gosau, einschließlich der basalen Ressenschichten. Durchschnittswerte und Variationsbreite in Korn-%; Korngrößenspektrum 0,4–0,063 mm.

	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Granat	Chloritoid	Chromspinel	Andere Minerale
1) Kreuzgrabenschichten (16 Analysen)	24 (9–34)	17 (11–34)	7 (2–16)	37 (15–58)	10 (4–24)	1 (0–1)	2 (0–9)	3 (0–10)
2) Untere Streiteckschichten (22 Analysen)	21 (7–68)	17 (2–39)	6 (3–13)	35 (16–36)	18 (7–37)	– –	– +	3 (2–11)
3) Obere Streiteckschichten (7 Analysen)	20 (12–29)	15 (10–23)	5 (1–11)	43 (35–62)	10 (7–15)	– +	4 (0–20)	2 (1–7)
4) Grabenbachschichten (15 Analysen)	20 (13–27)	16 (1–31)	5 (1–26)	15 (4–28)	7 (2–15)	1 (0–10)	34 (15–56)	2 (2–6)
5) Untere Hochmooschichten Typ A (9 Analysen)	11 (3–20)	8 (5–17)	2 (0–3)	3 (0–7)	4 (2–11)	3 (1–11)	69 (52–80)	2 (0–5)
6) Untere Hochmooschichten Typ B (8 Analysen)	20 (9–29)	25 (16–33)	6 (3–13)	10 (3–20)	14 (7–28)	3 (0–5)	21 (8–32)	3 (1–7)
7) Obere Hochmooschichten (13 Analysen)	18 (13–32)	24 (9–60)	8 (3–19)	27 (2–54)	16 (3–31)	– (0–1)	2 (0–6)	4 (2–12)
8) Sandkalkbank (4 Analysen)	40 (20–66)	22 (9–35)	10 (5–13)	12 (4–22)	5 (2–8)	1 (0–2)	9 (6–17)	1 (1–4)
9) Untere Bibereckschichten (10 Analysen)	14 (11–17)	31 (4–58)	5 (2–11)	31 (3–52)	10 (1–55)	1 (0–5)	5 (0–21)	2 (0–8)
10) Obere Bibereckschichten (4 Analysen)	23 (13–28)	16 (8–27)	17 (15–19)	27 (20–37)	13 (6–20)	3 (0–6)	– (0–1)	1 (0–2)
11) Ressenschichten (4 Analysen)	14 (6–25)	14 (6–30)	6 (1–9)	20 (11–34)	8 (2–25)	36 (1–59)	1 (0–3)	1 (0–2)

der bis zur neuerlichen chromspinnelfreien Klastikaschüttung an der Basis der Oberen Hochmooschichten kontinuierlich ab (M. WAGREICH, 1986b). Die Spektren gleichen chromspinnelfreien Spektren anderer Gosauvorkommen (vgl. G. WOLETZ, 1963). Analog zur Situation in der Wörschacher Gosau (E. POBER, 1984), in den Weyrer Bögen (P. FAUPL, 1983) und in Windischgarsten (O. KREUSS, pers. Mitt.) tritt Chromspinnell erst in Proben aus marinen Sandsteinen dominant auf, während basale Konglomeratserien weitgehend chromspinnelfrei sind.

Die Chromspinnelle werden als Hinweise für ophiolithische Gesteine im Liefergebiet angesehen (z. B. V. J. DIETRICH & U. FRANZ, 1976) und lassen damit auf eine markante Ausweitung des Liefergebietes schließen. Zusätzliche Hinweise auf die Aufarbeitung von Ultrabasiten geben Chlorit-Serpentin-Aggregate in Sandkorngröße, die nur gemeinsam mit hohen Chromspinnellgehalten innerhalb der Unteren Hochmooschichten auftreten.

Der dritte Schwermineralspektrentyp der untersuchten Schichtfolge tritt innerhalb der Ressenschichten des Unteracampan auf. Er ist durch Chloritoiddominanz (um 50 %) bei nur geringen Granat- und fehlenden Chromspinnellanteilen charakterisiert. Neben Chloritoid weisen auch zunehmende Gehalte von Phylliten und Quarziten im Kornbestand der Sandsteine auf eine grundlegende Umstellung des Liefergebietes auf zunächst noch schwachmetamorphe Serien hin.

3.1. Vergleich mit Schwermineraldaten aus anderen Gosauvorkommen

Die Schwermineralverteilung innerhalb der Sedimente der Tieferen Gosau von Gosau und Rußbach lassen

im Vergleich mit Schwermineraldaten anderer Gosauvorkommen folgende Schlußfolgerungen für den Zeitraum Coniac – Santon – Unteracampan zu:

1) Basale Konglomeratserien der Gosauschichten sind oft durch fehlende Chromspinnellgehalte charakterisiert, insbesondere in kalkalpininternen Vorkommen wie etwa Gosau, St. Wolfgang – Strobl, Wörschach, Windischgarsten oder dem Bereich der Weyrer Bögen. Die Schwermineralspektren zeigen hohe Gehalte an stabilen Mineralen wie Zirkon und Turmalin sowie Apatit und wechselnde Granatgehalte. Diese Spektren werden auf die Wiederaufarbeitung von Sedimentgesteinen, v. a. Werfener Schichten, zurückgeführt. In Übereinstimmung mit faziellen Interpretationen kann auf eingeschränkte, nahe gelegene, lokale Liefergebiete geschlossen werden. Ausgenommen sind nördlichere Gosauvorkommen auf tieferen tektonischen Einheiten, die Chromspinnell einer nördlich anschließenden Hochzone schon in basalen alluvialen Konglomeratkomplexen führen (z. B. M. WAGREICH, 1986a).

Diese Interpretation der Zr-Tu-Ap-Gr-Spektren der Gosauschichten steht im Gegensatz zu den Schlußfolgerungen von K. STATTEGGER (1986) auf Grund einer statistischen Analyse der Daten von G. WOLETZ (1963). K. STATTEGGER (1986) schließt für derartige Spektren auf ein im Norden gelegenes, unmittelbar benachbartes kratonisches Hinterland („Briançonnais-Platte“) ohne Chromspinnellführung, das Zirkon und Apatit gegen S in die Gosaubecken schüttet (vgl. K. STATTEGGER, 1986, Abb. 19). Gegen eine derartige Interpretation sprechen einerseits das Auftreten dieses Spektrentyps in Sedimenten des Coniac-Santons – die Schüttung müßte vom Mittelpenninikum gegen S über eine chromspinnellführende Hochzone ohne Vermischung in die Gosaubecken gelangt sein. Andererseits geben der lokale Charak-

ter dieser Schüttungen sowie die Paläoströmungsrichtungen keinen Hinweis auf weit entfernte Liefergebiete. Für das Gosaubecken kann hingegen die Aufarbeitung von Werfener Schichten innerhalb der Konglomerate der Tieferen Gosau belegt werden, sodaß die Ableitung dieser Spektren aus den Werfener Schichten anzunehmen ist.

- 2) Chromspinellreiche Spektren treten bevorzugt erst in marinen Sandsteinen der Tieferen Gosau auf. Die Herkunft der Chromspinelle wurde zunächst überwiegend auf ein ophiolithführendes Liefergebiet im Norden der Kalkalpen zurückgeführt (u. a. P. FAUPL, 1978; R. OBERHAUSER, 1968, 1980). Allerdings lassen sich immer mehr Argumente für eine Chromspinellschüttung auch aus kalkalpeninternen oder südlich der Kalkalpen gelegenen Zonen finden (P. FAUPL, 1983; K. F. WEIDICH, 1984; K. DECKER et al., 1987: Tethys Suture Zone). Die Schüttungsrichtungen innerhalb der Grabenbachschichten gegen E geben keinen direkten Hinweis zur Klärung dieser Frage. Nach chemischen Untersuchungen an Chromspinellen aus den Grabenbach- und Hochmooschichten lassen sich aber eher Vergleiche mit jenen der südlichen Chromspinellprovinz ziehen (E. POBER, pers. Mitt., E. POBER & P. FAUPL, im Druck). Dafür würde auch das Auftreten von Chromspinell gemeinsam mit Chloritoid sprechen, der in der „lokalen“ Schüttung fehlt und für den in den Ressen-schichten ein Antransport aus S bis SE belegt werden kann.
- 3) Die chloritoidreichen Spektren der basalen Ressen-schichten zeigen die Umstellung auf ein neues, südlich gelegenes Liefergebiet mit zunächst nur schwachmetamorphen Gesteinen im tieferen Unter-campan an. Chloritoid tritt auch in anderen Gosau-vorkommen gehäuft erst ab dem Campan auf (P. FAUPL, 1983; E. POBER, 1984; M. WAGREICH, 1986a). Spektren mit Chloritoid ohne deutlichen Granatgehalt, die von granatdominierten Spektren mit Staurolith und Epidot abgelöst werden, legen die Abtragung eines aufsteigend metamorphen Hinterlandes im Süden nahe (vgl. R. OBERHAUSER, 1968, 1980; P. FAUPL, 1983; W. WILDI, 1985; K. STATTEGER, 1986; P. FAUPL et al., 1987). Chromspinell kann in einzelnen Vorkommen wie den Weyerer Bögen, Lilienfeld oder im Miesenbachtal (P. GRUBER, 1987) auch gemeinsam mit dem metamorphen Detritus in turbiditischen Serien aus dem Süden angeliefert werden und dürfte Resten der „Südprovinz“ entstammen.

4. Die fazielle und paläogeographische Entwicklung des Gosaubeckens im Santon–Untercampan

Die Sedimentation im Gosaubecken beginnt etwa an der Coniac-Santon-Grenze (M. WAGREICH, 1988) mit der alluvialen Schwemmfächerfazies der Kreuzgrabenschichten, die die Absenkung eines engen Beckens gegenüber stabilen Randbereichen im N und S markiert (Abb. 10a). Neben den dominierenden Konglomeraten proximaler und mittlerer Fächerabschnitte (subaerische Schuttstrom-, Schichtflut- und Rinnenab-

lagerungen) treten Feinsedimente als Belege distaler Ablagerungsräume („Schwemmebene“) mit temporär stabilen lakustrinen Bereichen auf.

Transportrichtungen gegen S und E und abnehmende Mächtigkeiten gegen S lassen auf aktive Brüche zumindest am Nordrand des sich senkenden Beckens schließen (Abb. 10a). Auch zyklische Korngrößenänderungen sowie die lokal großen Mächtigkeiten der Konglomerate bis 300 m weisen auf synsedimentär aktive Absenkung hin. Sowohl die Zusammensetzung der Konglomerate und Sandsteine als auch die Schwermineralspektren können einem nördlich bis westlich gelegenen, lokalen Liefergebiet ohne kalkalpenfremde Gesteinsserien zugewiesen werden.

Die folgenden Unteren Streiteckschichten repräsentieren ein Wechselspiel mariner Flachwasser-sedimentation mit der fortgesetzten Grobschüttung einer alluvialen Schwemmfächerfazies aus dem Norden. Coarsening-upward-Zyklen von Mergel zu Konglomeraten sind als Progradationszyklen eines Fan-Delta-Environments zu interpretieren (M. WAGREICH, 1986b). Sie lassen in Analogie zu Zyklen innerhalb der Kreuzgrabenschichten auf weiterhin synsedimentär aktive Absenkung an Beckenrandstörungen im N schließen. Das Fehlen der Streiteckschichten und der Grabenbachschichten im S des Beckens (Dachstein-Plankenstein-Plateau) legt auch für den Beckensüdrand eine Begrenzung durch Störungen nahe (Abb. 10b). Die Materialzusammensetzung der Sedimente der Unteren Streiteckschichten entspricht jener des „lokalen“ Liefergebietes der Kreuzgrabenschichten im Norden.

Mit den mergelreichen Oberen Streiteckschichten endet die Anlieferung von grobem Detritus aus dem N. Zunehmende Planktongehalte und abnehmende Häufigkeiten und Mächtigkeiten von Sandsteinlagen zeigen eine Abtiefung des Ablagerungsraumes bis in küstenferne Schelftiefen. Die bisher für die Ausbildung der Alluvialfächer gegen S maßgebliche Hochzone im N wird durch Absenkung und/oder Meeresspiegelanstieg ausgeschaltet.

Die überlagernden Grabenbachschichten des höheren Untercampan zeigen eine geänderte paläogeographische Situation. Faziell entspricht dieser Abschnitt einer ruhigen Mergelsedimentation des mittleren bis äußeren Schelfs mit gegen E geschütteten Sturmsandlagen. Diese Lagen werden zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis abgelagert. Es läßt sich ein zentraler, E–W-verlaufender Beckenabschnitt rekonstruieren, der weiterhin stärker als randliche Bereiche absinkt, wie die reduzierten Mächtigkeiten der Grabenbachschichten im N und S nahelegen. Der zentrale Beckenabschnitt wirkt somit als subsidierende „Sedimentfalle“ in einem ausgedehnten Flachmeer (Abb. 10c).

Die Schwermineraldaten zeigen eine Umstellung auf ein neues Liefergebiet mit Chromspinell als dominantem Schwermineral neben Spuren von Chloritoid und Alkalamphibolen. Geochemische Untersuchungen an den Chromspinellen legen die Abkunft von einer südlich der Kalkalpen gelegenen Suturzone nahe (E. POBER & P. FAUPL, in Vorb.).

Zunehmende Sandsteingehalte gegen das Hangende der Grabenbachschichten lassen auf ein langsames Verflachen bzw. eine Auffüllung des Ablagerungsraumes schließen und zeigen somit das Ende der von einer starken Subsidenz gekennzeichneten ersten Entwicklungsphase des Gosaubeckens an. Innerhalb der

KREUZGRABENSCHICHTEN

(Ob. CONIAC? - Tiefes SANTON)

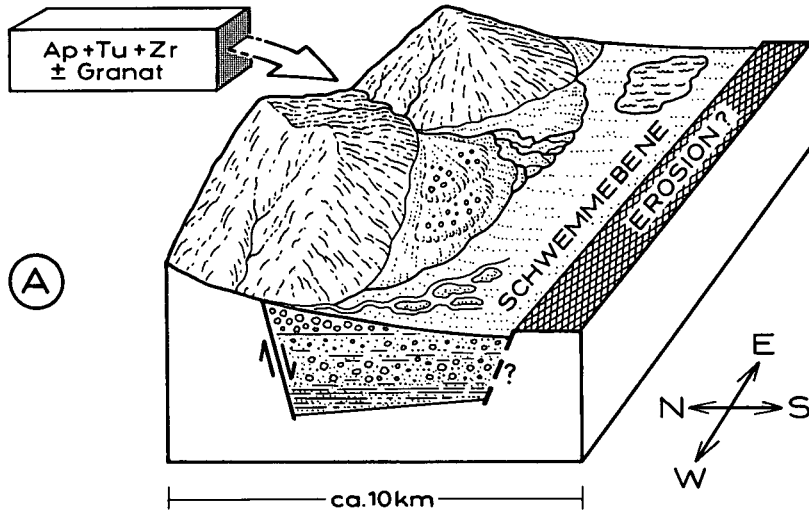
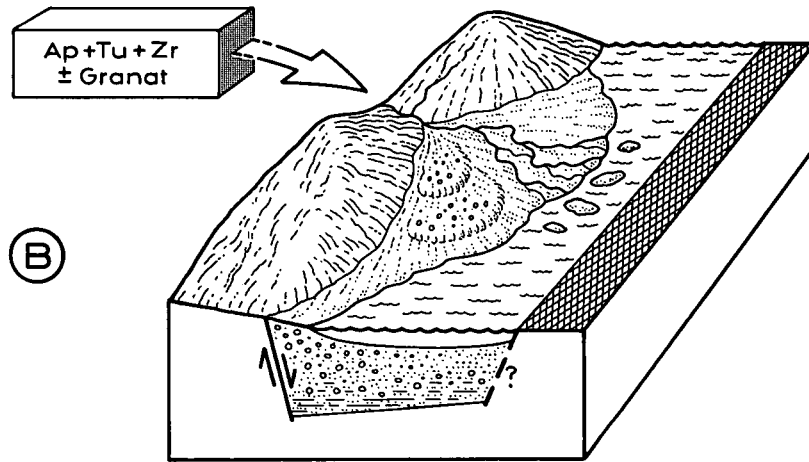


Abb. 10. Schematische Blockbilder des Sedimentationsraumes der Kreuzgrabenschichten (A), der Unteren Streiteckschichten (B) und der Grabenbachschichten (C) mit den jeweils vorherrschenden Strömungsrichtungen und Schwermineralspektren.
 Ap = Apatit; Tu = Turmalin; Zr = Zirkon; Ctd = Chloritoid; Alk = Alkalamphibole.

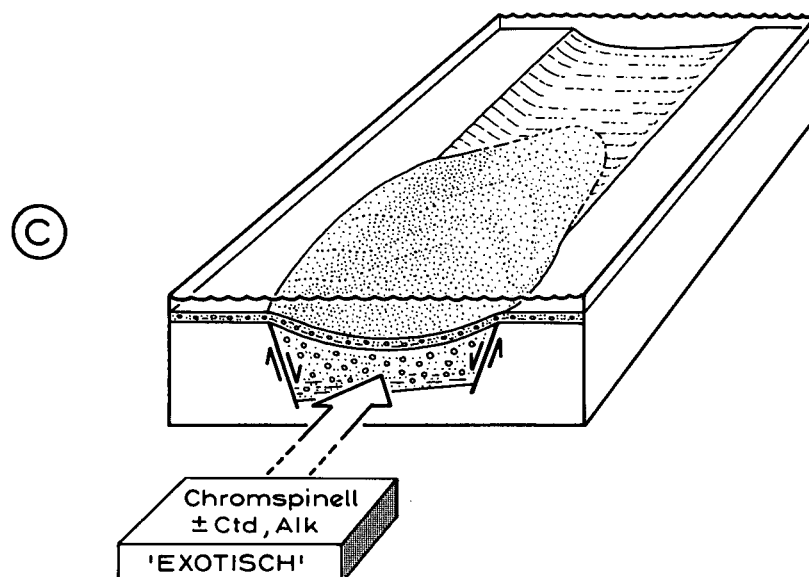
UNTERE STREITECKSCHICHTEN

(Tiefes SANTON)



GRABENBACHSCHICHTEN

(Höheres UNTERSANTON)



folgenden Unteren Hochmoossschichten setzt sich dieser regressive Trend mit zunehmenden Makrofossilgehalten und Durchwühlungen, abnehmenden Planktongehalten der Mikrofaunen und starker Beteiligung von Karbonatschutt am Material der Sandsteinbänke fort. Schließlich kommt es zu einer ersten Ausbildung von Hippuritenbiohermen (Oberstöckl – Randobach). Die hohen Chromspinellgehalte sowie das Auftreten von Chlorit-Serpentin-Aggregaten belegen weiterhin eine Schüttung aus dem westlichen Liefergebiet.

Mit dem basalen Konglomerat-Sandstein-Horizont der Oberen Hochmoossschichten kommt es zu einer neuerlichen Umstellung des Sedimentationsraumes zu einer den Unteren Streiteckschichten vergleichbaren Situation. Alluviale Grobschüttungen aus dem N des Beckens verzahnen sich gegen S in Form eines Fan-Delta-Strandkomplexes (Hochsattel – Randobach – Brunftloch) mit einer seichtmarinen, fossilreichen Sandstein-Mergelfazies des zentralen Beckens (Tauerngraben – Hochmoosgräben – Neffgraben). Gegen S dürften wieder randlichmarine Ablagerungsräume anschließen, wie etwa die Konglomeratfolge beim Gosauschmied belegt.

Die chromspinellfreien Schwermineralspektren dieses Abschnittes gleichen jenen der basalen Alluvialfolgen und belegen damit die Reaktivierung jenes lokalen Liefergebietes im N ohne Beteiligung kalkalpenfremder Gesteine.

Über diesem stark gegliederten Fan-Delta-Faziesraum kommt es mit den seichtmarinen, fossilreichen Mergeln der „Hofergabenschichten“ zu einer Vereinheitlichung der Fazies. Planktongehalte bis 20 % zeigen zunächst eine Abtiefung und bessere Verbindungen zu offen-marinen Bereichen an. Im Hangenden folgt aber wieder eine gegenläufige Tendenz, die zur Ausbildung der randlich-marinen Sandkalkbank der Hochmoossschichten führt. In diesen Zeitraum sind wahrscheinlich auch die flachmarinen Breccien und Sandsteine im S des Beckens im Gebiet des Plankensteinplateaus zu stellen (Fazies des „Untersberger Marmors“ [H. A. KOLLMANN, 1982; M. WAGREICH, 1986b]). Sie liegen direkt auf vorgosauischem Untergrund auf und markieren damit den südlichen Beckenrand (Abb. 11).

Mit den Bibereckschichten des tiefen Unter-campans erfolgt eine tiefgreifende Umstellung des Ablagerungsraumes und der paläogeographischen Gesamtsituation. Die Entwicklung beginnt an der Basis der Bibereckschichten mit einem geringmächtigen Abschnitt seichtmariner Sandsteine. Darüber folgt eine proximale bis distale Schelfentwicklung mit Sturmsandlagen. Die überlagernden Mergel leiten in eine geringmächtige hemipelagische Kalkmergel-Mergel-Zyklus des oberen Bathyals über. Gegen das Hangende nimmt der turbiditische Einfluß zu.

Paläogeographisch kann diese Entwicklung als eine Umstellung von einem gegliederten, flachmarinen Schelf der Unteren Bibereckschichten zu einem sich aufbauenden kleinräumigen „Tiefseefächer“ mit hoher Sedimentationsrate interpretiert werden. Die für das Santon bestimmende lokale Absenkung eines länglichen Beckens gegenüber mehr oder minder stabilen Randbereichen wird durch eine flächenhaft ausgedehnte Subsidenz bis in bathyale Tiefen abgelöst. Allerdings dürfte im vormaligen Beckenbereich noch eine verstärkte Absenkung herrschen, wie das lokal mächtige Auftreten der Rensschichten nahelegt.

Mit dem Beginn dieser neuen geodynamischen Entwicklungsphase kommt es auch zu einer Änderung der Paläoströmungsrichtungen und der Materialzusammensetzung analog der Entwicklung anderer Gosauvorkommen (G. WOLETZ, 1963; P. FAUPL, 1978; A. BUTT, 1981; P. FAUPL, & M. WAGREICH, 1983; E. POBER, 1984; M. WAGREICH, 1986b). Die Schüttungsrichtungen der Rensschichten weisen gegen N (R. LAHODYNSKY, pers. Mitt.). Im Gesteinsbestand dominieren schwachmetamorphe lithische Fragmente, in den Schwermineralspektren tritt Chloritoid noch ohne begleitenden Granat verstärkt auf. Beides läßt auf die Abtragung schwachmetamorpher Gesteinsserien im Süden der Kalkalpen schließen.

5. Beckenanalyse und Beckenmodelle

In diesem Kapitel soll der Versuch einer Beckenanalyse des Ablagerungsraumes der Tieferen Gosau von Gosau – Rußbach in Hinblick auf einen Vergleich mit theoretischen und empirischen Modellen zur Entstehung sedimentärer Becken unternommen werden. Dazu werden vor allem Daten zur Beckengröße und Beckenform, über Sedimentationsraten, Sedimentmächtigkeiten und Faziesverteilungen, zur Paläoströmungsverteilung und zum Subsidenzverlauf benötigt.

5.1. Beckendimensionen und Beckenform

Für die Tiefere Gosau kann, trotz teilweiser postgosauischer Zerstückelung und randlicher Überschiebungen, die ursprüngliche Ausdehnung des Beckens aus den Faziesverteilungen und den Sedimentmächtigkeiten rekonstruiert werden. Abb. 11 zeigt einen SSE–NNW-Schnitt vom Plankensteinplateau mit geringmächtiger Randfazies (Breccien und Sandsteine auf Dachsteinkalk) über den „klassischen“ mächtigen Beckenabschnitt bis in das Gebiet Neualm – Bodenbergl mit wieder stark reduzierten Mächtigkeiten. Unter Berücksichtigung postgosauischer N–S-Verkürzungen kann eine initiale Beckenbreite von 8 bis 10 km angegeben werden. Unter Annahme einer ungestörten Fortsetzung bis in das Gebiet von Schorn und Abtenau (M. WAGREICH, 1986b) erstreckt sich das Becken etwa 15 bis 20 km in E–W-Richtung. Somit ergibt sich ein ungefähres Verhältnis von Beckenbreite zu Beckenlänge von 1 : 2 bis 1 : 3.

Diese Beckendimensionen sind gut vergleichbar mit kleinräumigen Extensionsbecken und Becken an Querwerfungen („strike-slip“-Becken). Besonders die schmale, längliche Form entspricht theoretischen und empirischen Modellen für strike-slip und pull-apart-Becken (z. B. A. AYDIN & A. NUR, 1983; P. MANN et al., 1983; N. CHRISTIE-BLICK & K. T. BIDDLE, 1985).

5.2. Sedimentmächtigkeiten und Sedimentationsraten

Für die Tiefere Gosau kann eine Gesamtmächtigkeit von etwa 900 bis 1000 m dokumentiert werden. Zusammen mit der überlagernden campanen bis paläoge-

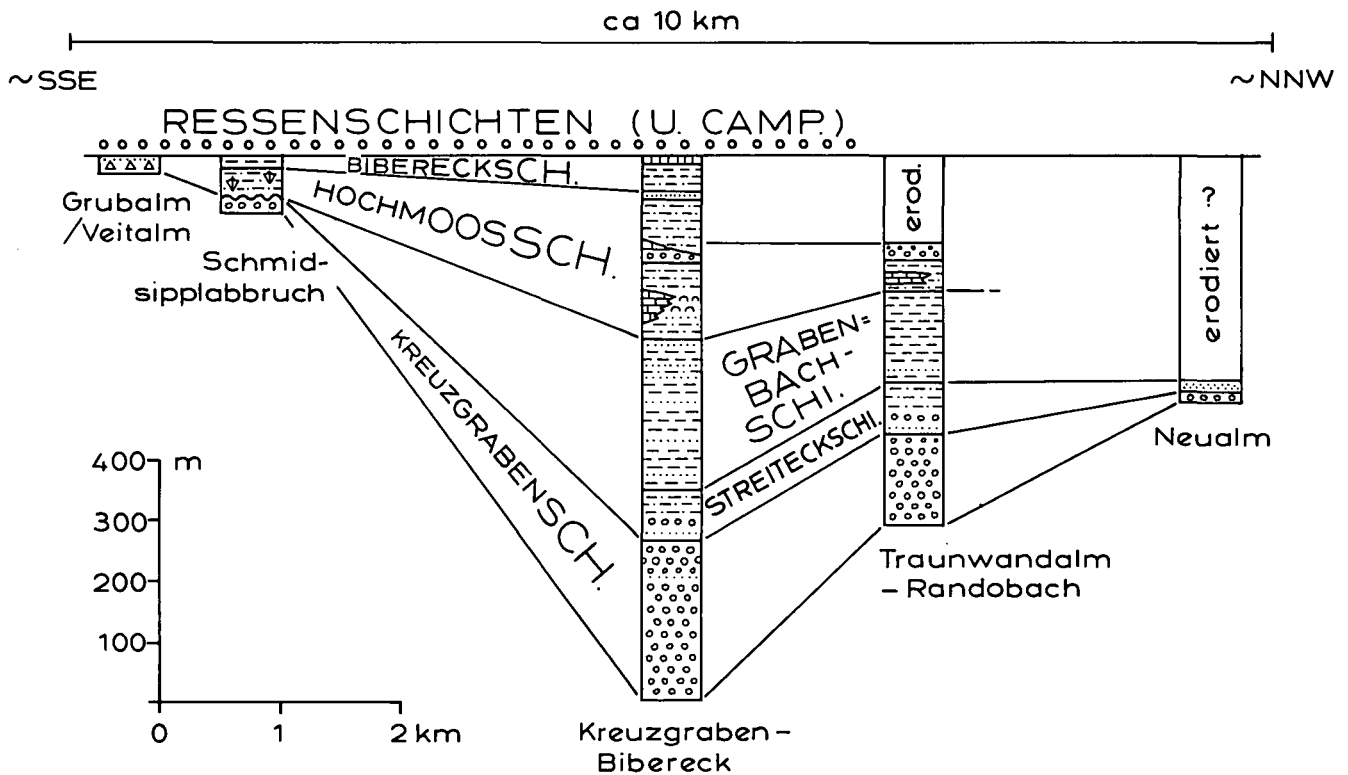


Abb. 11.
Mächtigkeitsprofile der Tieferen Gosau in einem etwa SSE-NNW-verlaufenden Schnitt durch das Becken von Gosau.

nen Höheren Gosau ergibt sich eine Mächtigkeit von 2000 bis 2500 m. Für das Santon (4,5 Mio. J. nach W. B. HARLAND et al. [1982]) errechnet sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 10 bis 20 cm/1000 J. Noch höhere Sedimentationsraten sind vor allem für die basalen Kreuzgrabenschichten anzunehmen (M. WAGREICH, 1986b, S. 57).

Die Sedimentationsraten und das Verhältnis Beckengröße zu Sedimentmächtigkeit sind etwa im Vergleich mit Vorland-Molassebecken oder Absenkung durch Stapelung an der Front von Überschiebungsdecken (z. B. Modell von T. E. JORDAN, 1981) sehr hoch und eher mit jenen von strike-slip und Extensionsbecken vergleichbar (N. CHRISTIE-BLICK & K. T. BIDDLE, 1985). So würde nach der empirischen Gleichung von M. R. HEMPTON & L. A. DUNNE (1984) für ein pull-apart-Bekken von der Ausdehnung des Gosaubeckens eine Sedimentmächtigkeit von 1400 bis 1900 m vorhergesagt.

5.3. Subsidenzgeschichte

Die Kurven für die „basement“-Subsidenz und die „tektonische“ Subsidenz (Differenz aus totaler Subsidenz des Untergrundes mit der durch die wachsende Sedimentauflast gegebenen Subsidenz nach dem Isostasie-Modell von M. S. STECKLER & A. B. WATTS, 1978) zeigten für den zentralen Beckenteil einen mehrphasigen Verlauf (Abb. 12). In einer ersten Phase kam es zu einer starken, tektonisch induzierten Absenkung mit der Ausbildung randlicher Grobschüttungen durch Reliefsprünge am Beckenrand (Kreuzgraben-, Streiteckschichten). Die zweite Phase ist gekennzeichnet durch ausklingende tektonische Subsidenz bei vorherrschender weiterer Absenkung durch Sedimentauflast während der Ablagerung der Hochmooschichten. Dieser

Kurvenverlauf entspricht Modellen für schmale (Breite < 50 km) Extensionsbecken mit geringen Krustendehnungsbeträgen (z. B. W. C. PITMAN & J. A. ANDREWS, 1985; G. D. KARNER et al., 1987) und spricht gegen eine Beckenbildung durch Krustenbelastung nach T. E. JORDAN (1981) oder Einmuldungen im Sinne von O. LEISS (1987) an der Front von Überschiebungen. Kennzeichnend für Dehnungsbecken an Störungen ist die starke, initiale „isostatische“ oder „Rift“-Subsidenz, die von einer ausklingenden „thermischen“ Subsidenzphase gefolgt wird (Grundprinzip nach D. MCKENZIE, 1978).

5.4. Faziesverteilungen und Paläoströmungsmuster

Die fazielle Entwicklung wurde schon in den vorangegangenen Abschnitten diskutiert. Hervorzuheben sind Belege für syndementär aktive Bewegungen an Randstörungen. Darüberhinaus sind Faziesasymmetrien in Form von dominanten groben Sedimentschüttungen gegen S vom Nordrand des Beckens und erhöhten Mächtigkeiten der Kreuzgrabenschichten im nördlichen Bereich festzustellen. Die Paläoströmungsdaten lassen sich als Wechselspiel zwischen lateral-marginalen (v. a. Kreuzgraben-, Streiteck- und Obere Hochmooschichten) und axial-longitudinalen Sedimenttransport (Grabenbachschichten, Untere Hochmooschichten) auffassen. Diese Faziesverteilungen und Paläoströmungsmuster sind typisch für elongierte Becken wie etwa asymmetrische Halbgräben (H. R. LEEDER & R. L. GAWTHORNE, 1987) und strike-slip-Bekken (M. R. HEMPTON & L. A. DUNNE, 1984; P. F. BALLANCE, 1980) und sind auch mit dem Gosaubeckenmodell von O. LEISS (1987) vereinbar.

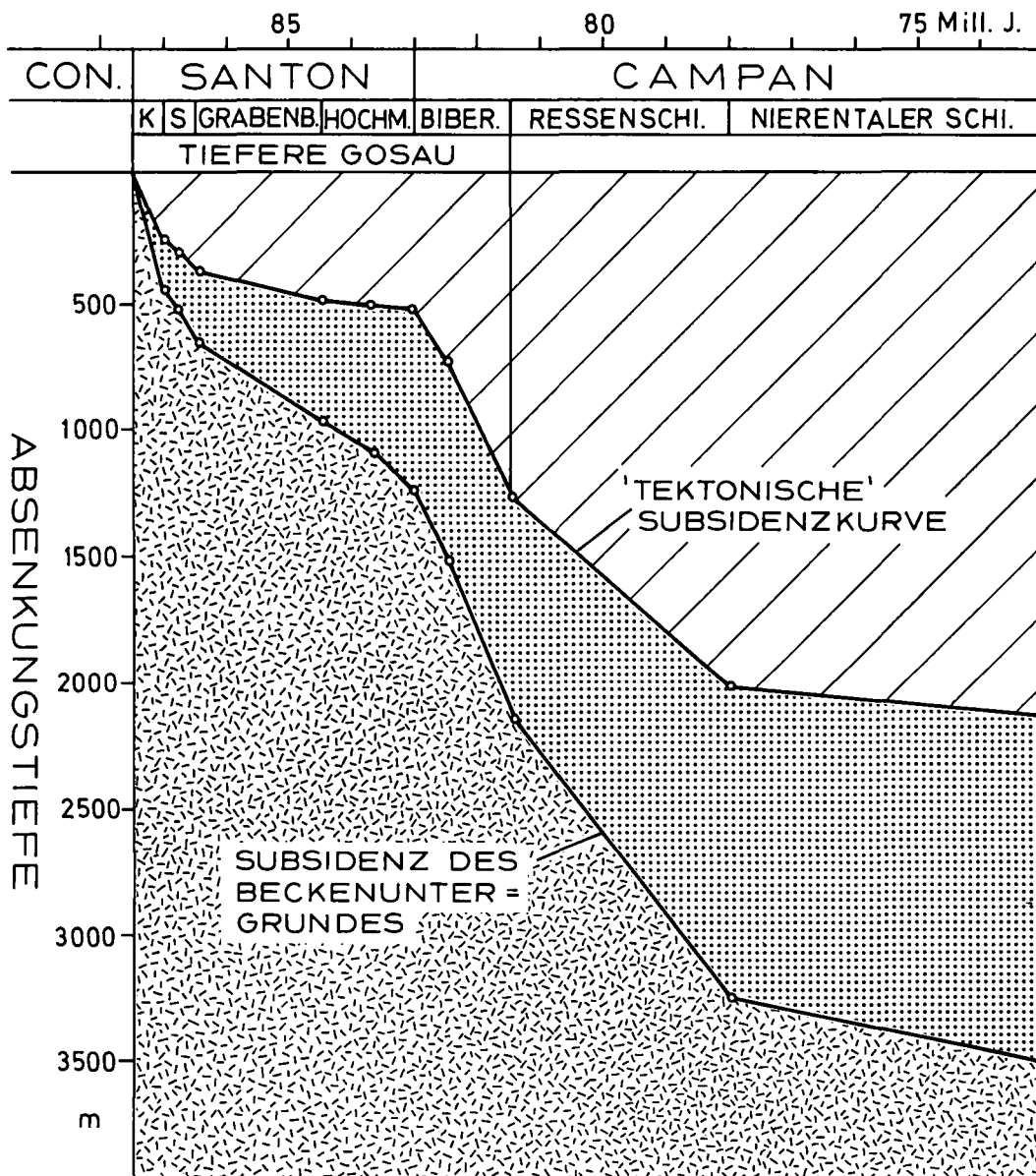


Abb. 12. Subsidenzdiagramm des zentralen Gosaubeckens für den Zeitraum Santon-Campan. Absolute Zeitskala nach W. B. HARLAND et al (1982). Subsidenzkurven berechnet nach der Methode von M. S. STECKLER & A. B. WATTS (1978) mit schrittweiser Korrektur für Sedimentkompaktion, Wassertiefe und Meeresspiegelschwankungen („backstripping“-Methode). Die „tektonische“ Subsidenz errechnet sich aus der totalen Untergrundsabsidenz durch Abzug des Anteils der wachsenden Sedimentauflast an der Subsidenz nach dem Airy-Isostasiemodell (M. S. STECKLER & A. B. WATTS, 1978; G. D. KARNER et al., 1987).

5.5. Beckendynamik

Die Entwicklung des Gosaubeckens während des Santon-Untercampans entspricht dem Entwicklungszyklus von Becken an Querverwerfungen wie ihn H. G. READING (1980: „strike-slip-cycle“) definiert hat. Dieser Zyklus beginnt mit einer initialen Transstensionsphase mit starker Beckensubsidenz und vorherrschend grober alluvialer Sedimentation (Kreuzgraben-, Streiteckschichten). Darauf folgt eine Beckenfüllungsphase mit ausklingender tektonischer Subsidenz und ruhiger, pelitdominierter Sedimentation (Grabenbach-, Hochmooschichten). Beendet wird dieser Zyklus durch eine Transpressionsphase mit vorherrschend einengender tektonischer Aktivität und Kippung und Faltung des Beckeninhalts (lokale Diskordanzen zwischen Bibereckschichten und Ressenschichten).

Ein weiteres Kennzeichen der Beckenentwicklung von Gosau und für die gesamte kalkalpine Oberkreide ist das Fehlen von synd sedimentärem oder postsedimentärem Vulkanismus. Das spricht gegen eine Deutung der Beckenbildungen im Zusammenhang mit einfacher Subduktion in einem „fore-arc“-Bereich im Sin-

ne von V. J. DIETRICH & U. FRANZ (1976) und V. J. DIETRICH (1979).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß ein Rekonstruktionsversuch des Gosaubeckens zur Zeit des Santon - U. Campans ein 15 bis 20 km langes und 8 bis 10 km breites Becken mit bis über 900 m mächtiger Sedimentfüllung im zentralen Beckenteil ergibt. Beckenform, Beckengröße und Entwicklungsgeschichte lassen sich mit Modellen für kleinräumige, kontinentale Extensionsbecken und Becken in Querverwerfungszonen (strike-slip/wrench zones) vergleichen. Das von O. LEISS (1987) entwickelte Gosaubeckenmodell mit einer Deutung der westliche Gosauvorkommen als „intra-kalpine kompressive Tröge“ in Form von asymmetrischen Synklinalen im Vorfeld höherer Deckeneinheiten (O. LEISS, 1987, S. 71) ist mit der Form des Gosaubeckens und dem Sedimentationscharakter vereinbar (vgl. O. LEISS, 1987, S. 47). Nur schwer erklärbar ist mit diesem Modell die Absenkungsgeschichte des Beckens - quantitative Abschätzungen für ähnliche Überschiebungsmodelle (z. B. T. E. JORDAN, 1981) ergeben einerseits wesentlich geringere Absenkungsbeträge, andererseits einen unterschiedlichen Verlauf der Subsidenzkurve mit einem flachen Beginn.

Obwohl sich Ähnlichkeiten mit Extensions- und strike-slip-Becken ergeben, ist der grundlegende Mechanismus zur Bildung des Gosaubeckens unklar. Belege für Krustendehnung bzw. etwa E-W-verlaufende Versetzungen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen während der Oberkreide sind bisher nicht gefunden worden. Allerdings gab J. NIEVOLL (1985) Hinweise auf die Existenz oberkretazischer Bruchtektonik mit Horizontalverschiebungen zumindest im Kilometerbereich im ostalpinen Grundgebirge an der Trofaiachlinie. J. NIEVOLL (1985, S. 652) sieht darin Spuren einer „gosaischen Tektonik“, die zur Anlage der Gosau Becken geführt hat. Für die Bildung des Kainacher Gosau Beckens nimmt A. KROHE (1987) eine Extensionsphase des ostalpinen Grundgebirges im Coniac – Santon an. Somit gibt es durchaus Hinweise auf mögliche „syngosaische“ Extensions- oder strike-slip-Tektonik innerhalb des ostalpinen Grundgebirges. Eine Verbindung mit dem Geschehen in den kalkalpinen Gosau Becken ist allerdings (noch?) nicht möglich, da vor allem die umstrittene paläotektonische Position der Kalkalpen in Relation zum generellen Ablauf des frühalpinen Geschehens die Rekonstruktion erschwert (vgl. unterschiedliche Modelle, z. B. R. OBERHAUSER 1980; A. TOLLMANN 1985; H. W. FLÜGEL et al. 1987; W. FRANK, 1987; W. WINKLER, 1987).

6. Zur paläogeographischen Entwicklung der tieferen Gosau

Auf Grund des heutigen Wissensstandes lassen sich nur für die hangenden Gosauablagerungen tieferen Wassers („Flyschgosau“) ab dem Obercampan einigermaßen gesicherte und präzise paläogeographische Rekonstruktionen geben, die zumindest für Teilbereiche der Kalkalpen eine einheitliche Entwicklung aufzeigen (R. HESSE & A. BUTT, 1976; A. BUTT, 1981; P. FAUPL & M. WAGREICH, 1983; P. FAUPL et al., 1987). Der intragosaische Faziesumschwung von Flachwasserablagerungen zu Tiefwassersedimenten wie Nierentaler Schichten oder Zwieselalmschichten führt zu einer Vereinheitlichung der faziellen Ausbildungen mit einem generellen Paläogefälle gegen N und einem vorwiegend metamorphen Hinterland im S.

Im Gegensatz zur Entwicklung der Flyschgosau sind paläogeographische Rekonstruktionsversuche für den Ablagerungsraum der Tieferen Gosau nur in sehr eingeschränkter Form möglich (vgl. P. FAUPL et al., 1987, Fig. 3; O. LEISS, 1987, Abb. 30). Grund dafür sind die oft isolierten Aufschlüsse, die Schwierigkeiten schon bei beckeninternen Korrelationen, die mangelhafte biostratigraphische Auflösung der mächtigen Abfolgen mit ihren stark wechselnden faziellen Ausbildungen und die postgosaischen Tektonik.

Ein kurzer Überblick zeigt, daß nicht nur keine einheitliche Schicht- und „Phasen“-Folge im Sinne von R. BRINKMANN (1934) innerhalb der Tieferen Gosau erkennbar ist, sondern daß, im Gegenteil, auch ursprünglich nur wenig entfernte Gosauvorkommen kaum Beziehungen zueinander zeigen können. Schon eine Korrelation der klassischen Gosauabfolge mit dem westlich angrenzenden Schorner und Abtenauer Bereich ist nur mit Vorbehalt möglich und scheidet, trotz fazieller Ähnlichkeiten, für das nahegelegene Vorkommen des Fahrenbergs bei Strobl am Wolfgangsee am zeitlich verschiedenen Einsetzen der Sedimentation (M. WAG-

REICH, 1986b, S. 222f). Das Problem verschieden alter „Transgressionen“ (vgl. H. SUMMESBERGER, 1985) zeigt die oft lokal unterschiedliche Subsidenzgeschichte vieler Gosau Becken auf.

Innerhalb der Tieferen Gosau lassen sich allerdings vergleichbare Faziesausbildungen feststellen, die auf ähnliche biofaziell-sedimentäre Gegenbenheiten und synsedimentäre Tektonik schließen lassen (P. FAUPL et al., 1987). So treten mächtige Konglomeratfolgen alluvialer Schwemmfächer unter anderem in Gosau, am Fahrenberg bei Strobl, in Lilienfeld, am Muttekopf und am Gaisberg (O. LEISS, 1987) und im Gebiet von Miesenbach – Hohe Wand (P. GRUBER, 1987) auf. Fan-Delta-Sedimente sind aus Gosau, Wörschach (E. POBER, 1983), Windischgarsten (O. KREUSS, pers. Mitt.), Lilienfeld (M. WAGREICH, 1986a) und Kössen (F. SCHLAGINTWEIT, 1987) bekannt.

Weit verbreitet ist auch die Fazies der „Inoceramenschichten“ mit Schelfmergeln und Sturmsandsteinlagen, die in Brandenburg, Glanegg, Nussensee/Bad Ischl, Gosau, Windischgarten, in der Gosau der Weyerer Bögen und am Ostrand der Kalkalpen auftritt (P. FAUPL et al., 1987). Für diese sturmbeeinflusste Schelffazies kann im Untersanton ein großer, offenbar geschlossener Verbreitungsbereich angegeben werden, der von Glanegg und Gosau im Westen bis nach Windischgarsten und Unterlaussa im Osten reicht (P. FAUPL et al., 1987, Fig. 3). Auf Grund der z. T. hohen Planktongehalte in diesen Schichten kann auf eine gemeinsame Ozeanverbindung geschlossen werden. Auch das Auftreten von chromspinellreichen Schwermineralspektren in diesem Niveau deutet enge paläogeographische Beziehungen an (WOLETZ, 1963). Der Gosauer Bereich mit den Grabenbachschichten könnte dem Westrand dieses Schelfbereiches entsprechen, wie der seewärts gerichtete Transport gegen E andeutet. Die mächtige Konglomeratfolge 2 der Wörschacher Gosau kann den Südrand dieses Schelfs mit Paläoströmungsrichtungen gegen E-NE markieren (E. POBER, 1983, 1984).

Im Obersanton sind allerdings wieder verstärkt unterschiedliche Faziestrends festzustellen. In Gosau kommt es zur Ausbildung lokaler Fan-Delta-Schüttungen bei regressiver Tendenz, während etwa in den Weyerer Bögen innerhalb der Weißwasserschichten eine weitere Abtiefung bis in bathyale Bereiche stattfindet. Im Lattengebirge setzt die bathyale Mergelfazies ebenfalls früher, mit dem Erstauftreten von *Globotruncanita elevata* (BROTZEN), ein (A. BUTT, 1981). Im tiefsten Untercampan steht somit die abtiefende Schelffazies der Bibereckschichten im Süden einer schon bathyalen Mergelfazies im Norden im Bereich des Lattengebirges gegenüber.

Dank

Herrn Prof. P. FAUPL danke ich für die Betreuung während des Entstehens meiner Dissertation am Institut für Geologie der Universität Wien sowie meinen Kollegen am Institut für viele anregende Diskussionen und Aufmunterungen. Herrn L. LEITNER sei für die Zeichenarbeiten gedankt.

Literatur

AIGNER, T.: Calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Eds.): Cyclic and Event Stratification, 180–198, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.

- AIGNER, T.: Storm Depositional Systems. – 174 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1985.
- AYDIN, A. & NUR, A.: Evolution of pull-apart basins and their scale independence. – *Tectonics*, **1**, 91–105, Washington 1982.
- BALLENCE, P. F.: Models of sediment distribution in non-marine and shallow marine environments in oblique-slip fault zones. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **4**, (1980), 229–236, Oxford 1980.
- BEAUVAIS, M.: Révision systématique des Madréporaires des couches de Gosau (Crétacé supérieur, Autriche), I.–V. – *Trav. Lab. Paléont. Invertebr. Univ. P. & M. Curie*, 730 S., Paris 1982.
- BLAIR, T. C.: Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. – *Jour. Sediment. Petrology*, **57**, 1–18, Tulsa 1987.
- BRENCHLEY, P. J., ROMANO, M. & GUTIERREZ-MARCO, J. C.: Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. – In: KNIGHT, R. J. & MCLEAN, J.-R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*. – Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem., **11**, 241–255, Calgary 1986.
- BRENNER, R. L. & DAVIES, D. K.: Storm-generated coquinoid sandstones: Genesis of high energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 1685–1698, Boulder 1973.
- BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. – *Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.*, **144**, 145–149, Berlin 1934.
- BUTT, A.: Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps. – *Cushman Found. Foram. Res., Spec., Publ.*, **20**, 119 S., Washington 1981.
- CHEUVEN, V. B.: Early Pleistocene glacial outwash deposits in the eastern San Joaquin Valley, California: A model for humid-region alluvial fans. – *Sedimentology*, **31**, 823–836, Oxford 1984.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. T.: Deformation and basin formation along strike-slip faults. – In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.): *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Publ., **37**, 1–34, Tulsa 1975.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 126–141, Wien (Deuticke) 1987.
- DHONDT, A. V.: Bivalves from the Hochmoos Formation (Gosau group; Oberösterreich; Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **88**, 41–101, Wien 1987.
- DIETRICH, V. J.: Investigation of ophiolitic occurrences and ophiolitic detritus in the Eastern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **59**, 179–180, Zürich 1979.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – *Geotekt. Forsch.*, **50**, 85–109, Stuttgart 1976.
- DOTT, R. H. & BOURGEOIS, J.: Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequence. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 663–680, Boulder 1982.
- DUKE, W. L.: Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. – *Sedimentology*, **32**, 167–194, Oxford 1985.
- EINSELE, G.: Limestone-marl cycles (Peridotites): Diagnosis, significance, causes – a review. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Eds.): *Cyclic and Event Stratification*, 8–53, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- ELLIOT, T.: Siliciclastic shorelines. – In: READING, H. G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, 2. Aufl., 155–188, Oxford (Blackwell) 1986.
- ETHRIDGE, F. G. & WESCOTT, W. A.: Tectonic setting, recognition and hydrocarbon potential of fan-delta deposits. – In: KOSTER, E. H. & STEEL, R. J. (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. – Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem. **10**, 217–235, Calgary 1984.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 81–110, Wien 1978.
- FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 219–244, Wien 1983.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 142–155, Wien (Deuticke) 1987.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Bericht über Studien in der Gosau bei Lilienfeld/Niederösterreich (Östliche Kalkalpen). – *Jber. Hochschulschwerpkt. S 15*, **1982**, 145–159, Graz 1983.
- FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. & MAURITSCH, H. J.: Implications on the Alpidic evolution of the eastern parts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 407–414, Wien (Deuticke) 1987.
- GERTH, H.: Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **112**, 119–142, Stuttgart 1961.
- GREENWOOD, B. & SHERMAN, D. J.: Hummocky cross-stratification in the surf-zone: Flow parameters and bedding genesis. – *Sedimentology*, **33**, 33–45, Oxford 1986.
- GRUBER, P.: Sedimentologische und stratigraphische Untersuchung der Gosaugruppe zwischen Puchberg/Schneeberg und Waidmannsfield (Miesenbachtal, Niederösterreich). – *Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 142 S., Wien 1987.
- HAMPTON, M. A.: Competence of fine-grained debris flows. – *Jour. Sediment. Petrology*, **45**, 834–844, Tulsa 1975.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., DICKTON, C. A. G., SMITH, A. G. & WALTERS, R.: *A Geologic Time Scale*. – 131 S., Cambridge (Cambridge Univ. Press) 1982.
- HAYWARD, A. B.: Coastal alluvial fans (fan deltas) of the Gulf of Aqaba (Gulf of Eilat), Red Sea. – *Sediment. Geol.*, **43**, 241–260, Amsterdam 1985.
- HEMPTON, M. R. & DUNNE, L. A.: Sedimentation in pull-apart basins: Active examples in eastern Turkey. – *Jour. Geol.*, **92**, 513–530, Chicago 1984.
- HERM, D., KAUFFMAN, E. G. & WIEDMANN, J.: The age and depositional environment of the „Gosau“-Group (Coniacian – Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **19**, 27–92, München 1979.
- HESS, R.: Petrographie, Sedimentologie und Paläogeographie der Permoskythschichtfolge zwischen Liezen und dem Johnsbachtal (Stmk.) unter besonderer Berücksichtigung der grobklastischen, basalen Anteile. – *Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Erlangen*, 284 S., Erlangen 1985.
- HESSE, R. & BUTT, A.: Paleobathymetrie of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. – *Jour. Geol.*, **84**, 505–533, Chicago 1976.
- HEWARD, A. P.: Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D – Stephanian B coalfields, Northern Spain. – In: MIALL, A. D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. – Canadian Soc. Petr. Geol., Mem. **5**, 669–702, Calgary 1978.
- HÖFLING, R.: Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – *Münchner Geowiss. Abh.*, **A 3**, 241 S., München 1985.
- JORDAN, T. E.: Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. – *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **65**, 2507–2520, Tulsa 1981.
- KARNER, G. D., LAKE, S. D. & DEWEY, J. F.: The thermal and mechanical development of the Wessex Basin, southern England. – In: COWARD, M. P., DEWEY, J. F. & HANCOCK, P. L. (Eds.): *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., **28**, 517–536, London 1987.
- KLOIBER, G.: Das Becken von Gosau (O.-Ö.) und sein Rahmen. – *Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien*, 154 S., Wien 1966.

- KOLLMANN, H. A.: Gastropoden aus der Sandkalkbank (Hochmooschichten, Obersanton) des Beckens von Gosau (ÖÖ). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **83**, 197–213, Wien 1980.
- KOLLMANN, H. A.: Gosauablagerungen im Becken von Gosau. – In: PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, 30–34, Wien 1982.
- KOLLMANN, H. A. & SUMMESBERGER, H.: Excursions to Coniacian – Maastrichtian in the Austrian Alps. – *Exkursionsführer Fourth Meeting Working Group Coniacian – Maastrichtian Stages*, 105 S., Wien 1982.
- KREISA, R. D.: Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. – *Jour. Sediment. Petrology*, **51**, 823–848, Tulsa 1981.
- KROHE, A.: Kinematics of Cretaceous nappe tectonics in the Austroalpine basement of the Koralpe region (eastern Austria). – *Tectonophysics*, **136**, 171–196, Amsterdam 1987.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **156**, 181–200, Wien 1947.
- KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg – Oberösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 273–320, Wien 1956.
- LAHODYNSKY, R.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen in der flyschartigen Gosau auf Blatt 95 St. Wolfgang. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, A68–A69, Wien 1983.
- LEEDER, M. R. & GAWTHORNE, R. L.: Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. – In: COWARD, M. P., DEWEY, J. F. & HANCOCK, P. L. (Eds.): *Continental Extensional Tectonics*. – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **28**, 19–33, London 1987.
- LEISS, O.: Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac – Santon). – *Inaugural-Diss. Univ. München*, 95 S., München 1987.
- LILL VON LILIENBACH: Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. – *Leonhard und Bronns Jb., Heidelberg* 1830.
- MANN, P., HEMPTON, M. R., BRADLEY, D. C. & BURKE, K.: Development of pull-apart basins. – *Jour. Geol.*, **91**, 529–554, Chicago 1983.
- MCKENZIE, D.: Some remarks on the development of sedimentary basins. – *Earth Planet. Science Letters*, **40**, 25–32, Amsterdam 1978.
- MIALL, A. D.: A review of the braided river depositional environment. – *Earth-Science Rev.*, **13**, 1–62, Amsterdam 1977.
- MIALL, A. D.: Architectural element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial depositis. – *Earth-Science Rev.*, **22**, 261–308, Amsterdam 1985.
- NEMEC, W.: Fan Deltas, sedimentology and tectonic settings. – *Abstr. Fan Delta Symp. Bergen*, 163 S., Bergen 1987.
- NEMEC, W. & STEEL, R. J.: Alluvial and coastal conglomerates. – In: KOSTER, E. H. & STEEL, R. J. (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. – *Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem.* **10**, 1–31, Calgary 1984.
- NIEVOLL, J.: Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (Östliche Zentralalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 643–671, Wien 1985.
- NYONG, E. E. & OLSSON, R. K.: A paleoslope model of Campanian to Lower Maastrichtian foraminifera in the North American basin and adjacent continental margin. – *Marine Micropaleont.*, **8**, 437–477, Amsterdam 1984.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 35–48, Wien (Springer) 1980.
- PIERSON, T. C.: Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. – *Sedimentology*, **28**, 49–60, Oxford 1981.
- PITMAN, W. C. & ANDREWS, J. A.: Subsidence and thermal history of small pull-apart basins. – In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.): *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Spec. Publ., **37**, 45–49, Tulsa 1985.
- POBER, E.: Fazielle Aspekte der Schichtfolge der Wörschacher Gosau. – *Jber. Hochschulschwerpkt. S* **15**, **1982**, 129–134, Graz 1983.
- POBER, E.: Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach (Steiermark). – *Unveröff. Diss. Formal. Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 296 S., Wien 1984.
- POSTMA, G.: Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. – *Geology*, **14**, 291–294, Boulder 1986.
- POUND, C. J.: HCS: Problems, perspectives and misunderstandings. – In: KNIGHT, R. J. & MCLEAN J. R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*. – *Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **11**, S. 342, Calgary 1986.
- READING, H. G.: Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **4** (1980), 7–26, Oxford 1980.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B.: *Depositional Sedimentary Environments*. – 2. Aufl., XX+550 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten der Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **7**, 156 S., Wien 1854.
- RODINE, J. D. & JOHNSON, A. M.: The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. – *Sedimentology*, **23**, 213–234, Oxford 1976.
- SCHLAGINTWEIT, F.: Allochthone Urgon-Kalke aus Konglomeraten der basalen Gosau (Coniac) von Oberwössen (Chiemgau/Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **27**, 145–158, München 1987.
- SCHULTZ, A. W.: Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. – *Jour. Sediment. Petrology*, **54**, 759–772, Tulsa 1984.
- SPENGLER, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten: II. Teil: Das Becken von Gosau. – *Sitzungsber. K. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **123**, 267–328, Wien 1914.
- SPRECHMANN, P.: Paleocommunities and paleobathymetry of Maastrichtian sublittoral benthonic foraminifera from western Europe. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **162**, 188–230, Stuttgart 1981.
- STATTEGGER, K.: Die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland: Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter und fossiler Sedimente. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 449–512, Wien 1986.
- STECKLER, M. S. & WATTS, A. B.: Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. – *Earth Planet. Science Lett.*, **41**, 1–13, Amsterdam 1978.
- STEEL, R. J.: Devonian basins of western Norway – sedimentary response to tectonism and varying tectonic context. – *Tectonophysics*, **36**, 207–224, Amsterdam 1976.
- STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W.: Deep-water fine-grained sediments: facies models. – In: STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W. (Eds.): *Fine-grained Sediments: Deep Water Processes and Facies*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., **15**, 611–645, London 1984.
- SUMMESBERGER, H.: Eine obersantone Ammonitenfauna aus dem Becken von Gosau (Oberösterreich). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **82**, 109–176, Wien 1979.
- SUMMESBERGER, H.: Ammonite zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **87**, 145–166, Wien 1985.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Band 2*. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.

- WAGREICH, M.: Zur Lithofazies der Gosauschichten im Gebiet von Gosau und Russbach (Oberösterreich und Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **121**, 13–17, Wien 1985.
- WAGREICH, M.: Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 19–38, Wien 1986a.
- WAGREICH, M.: Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen des tieferen Abschnittes der Gosauschichten von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 253 S., Wien 1986b.
- WAGREICH, M.: Nannoplankton- und Foraminiferen-Feinstratigraphie des Santon – Untercompans der Gosauschichtgruppe von Gosau – Rußbach (Oberösterreich – Salzburg). – Mitt. ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 279–294, Wien 1988.
- WALKER, R. G.: Shallow-marine sands. – In: WALKER, R. G. (Ed.): Facies Models, Geoscience Canada Repr. Ser., **1**, 79–89, Toronto 1979.
- WALKER, R. G., DUKE, W. L. & LECKIE, D. A.: Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion. – Geol. Soc. Amer. Bull., **94**, 1245–1249, Boulder 1983.
- WEIDICH, K. F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfau-na der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman – Untercompans) der Bayerischen Alpen. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N. F., **162**, 151 S., München 1984.
- WEIGEL, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 11–40, Wien 1937.
- WEISS, W.: Mikropaläontologische Gliederung der Unteren Gosauschichten im N-Teil des Beckens von Gosau (Oberösterreich). – Unveröff. Diplomarb. Univ. Tübingen, 73 S., Tübingen 1975.
- WEISS, W.: Korrelation küstennaher und küstenferner Faziesbereiche in den Unteren Gosauschichten (Oberkreide, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1977**, 289–302, Stuttgart 1977.
- WELLS, S. G. & HARVEY, A. M.: Sedimentologic and geomorphic variations in strom-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. – Geol. Soc. Amer. Bull., **98**, 182–198, Boulder 1987.
- WESCOTT, W. A. & ETHRIDGE, F. G.: Fan-delta sedimentology and tectonic setting – Yallahs fan delta, southeast Jamaica. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **64**, 374–399, Tulsa 1980.
- WIEDMANN, J.: Eine paläogeographisch interessante Ammonitenfauna aus der alpinen Gosau (Santon, Becken von Gosau, Oberösterreich). – Eclogae Geol. Helv., **71**, 663–675, Basel 1978.
- WILDI, W.: Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic and ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines). – Giorn. Geol., ser. 3, **47**, 77–99, Bologna 1985.
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **109**, 91–172, Wien 1966.
- WINKLER, W.: Mid-early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western Eastalps – Palaeotectonic implications. – Habilitationsschrift Geol.-Paläont. Inst. Univ. Basel, 91 S., Basel 1987.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 89–119, Wien 1963.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. September 1988.