

H. Ortner

Die Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol/Österreich): Sedimentologie und Beckenentwicklung

Received: 22 November 1990 / Accepted: 7 December 1993

Abstract In the Eastern Alps compression during orogeny in the Upper Cretaceous caused crustal thickening, isostatic uplift and gravitational adjustment of the unstable orogenic wedge. This process triggered extensional basin formation on the back of the orogen (Gosau Basins). The basin fill of the Muttekopf Gosau Basin is arranged in megacycles, the first one comprising alluvial fan sediments and “*Inoceramus* marls” of the Lower Gosau Complex (Faupl et al. 1987) of Santonian age. Three other cycles follow (Upper Gosau Complex, Campanian to Maastrichtian), consisting of turbiditic fining upward sequences, that are indicative for extensional tectonics during basin formation, as subsidence events prevent formation of autocyclic coarsening upward sequences and therefore prograding of the turbidite system. Deposition of the 1st and 2nd Megacycle occurred below the CCD (Carbonate Compensation Depth). The carbonate rich 3rd Megacycle was deposited probably below the CCD after a period of palaeogeographic reorganisation (uplift?) in the source area.

Key words Gosau · Oberkreide · alpine Orogenese · synorogene Dehnung · Beckenbildung

Einführung

Die Sedimente der Gosaugruppe wurden nach den tektonischen Bewegungen der Unter- und Mittelkreide abgelagert, während derer der Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen angelegt wurde. Sie umfassen einen Tieferen Gosaukomplex mit terrestrischen bis flachmarinen Sedimenten und einen Höheren Gosaukomplex mit tiefmarinen Ablagerungen (Faupl et al. 1987). Die Ablagerungen der Gosaugruppe sind aus einzelnen, heute tektonisch isolierten Vorkommen über die ganze Breite der Nördlichen Kalkalpen bekannt (Abb. 1).

H. Ortner
Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck,
Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Das Untersuchungsgebiet liegt im Südwesten der Lechtaler Alpen im Bereich des Muttekopfs und der Kogel-seespitze. Die Gosausedimente liegen hier diskordant auf dem Hauptdolomit der Inntaldecke. Diese Gosausedimente, als Muttekopfgosau bezeichnet, waren bereits des öfteren Gegenstand geologischer Untersuchungen. Ampferer & Ohnesorge (1909) und Ampferer (1912, 1924, 1930) interpretierten die Sedimente als deltaische Füllung einer erosiven Depression in der Hauptdolomitplattform am Rande des Gosaumeeres. Wopfner (1954) unterstützte diese Interpretation und differenzierte drei Mündungsbereiche von Flüssen in das Becken der Muttekopfgosau. Leiss (1987, 1990) unterschied zwischen den alluvialen Fächersedimenten im östlichen Bereich des Beckens (Plattein) und den sonst vorherrschenden tiefmarinen Ablagerungen. Das Beckenentwicklungsmodell für die Muttekopfgosau von Leiss (l.c.) postuliert Sedimentation im Vorfeld einer aktiven Überschiebung. Diese Arbeit soll mit Hilfe von sedimentologischen Befunden Indizien für eine extensive Entwicklung geben.

Tektonischer Rahmen

Die Sedimente der Muttekopfgosau sind in einer Synklinale in der Inntaldecke eingefaltet erhalten geblieben (Niederbacher 1982; Abb. 1). Trotz der intensiven tektonischen Überprägung kann die Verfaltung des Untergrunds vor und während der Ablagerung der Gosausedimente rekonstruiert werden („prägosauische und intragosauische Deformation“). Die älteste nachweisbare Phase besteht in einer weitgespannten flachwelligen Verfaltung des Hauptdolomits mit einem N–S streichenden Sattel im Bereich Muttekopf–Scharnitzkar (Haas 1991). Eine weitere prägosauische (oder intragosauische) Deformation zeigt enge Faltung mit SW–NE streichenden Achsen (vgl. Abb. 8).

Die syndesimentären Deformationen sind an Mächtigkeitsdifferenzen der Gosausedimente nachweisbar. Die Sedimente des Tieferen Gosaukomplexes zeigen von

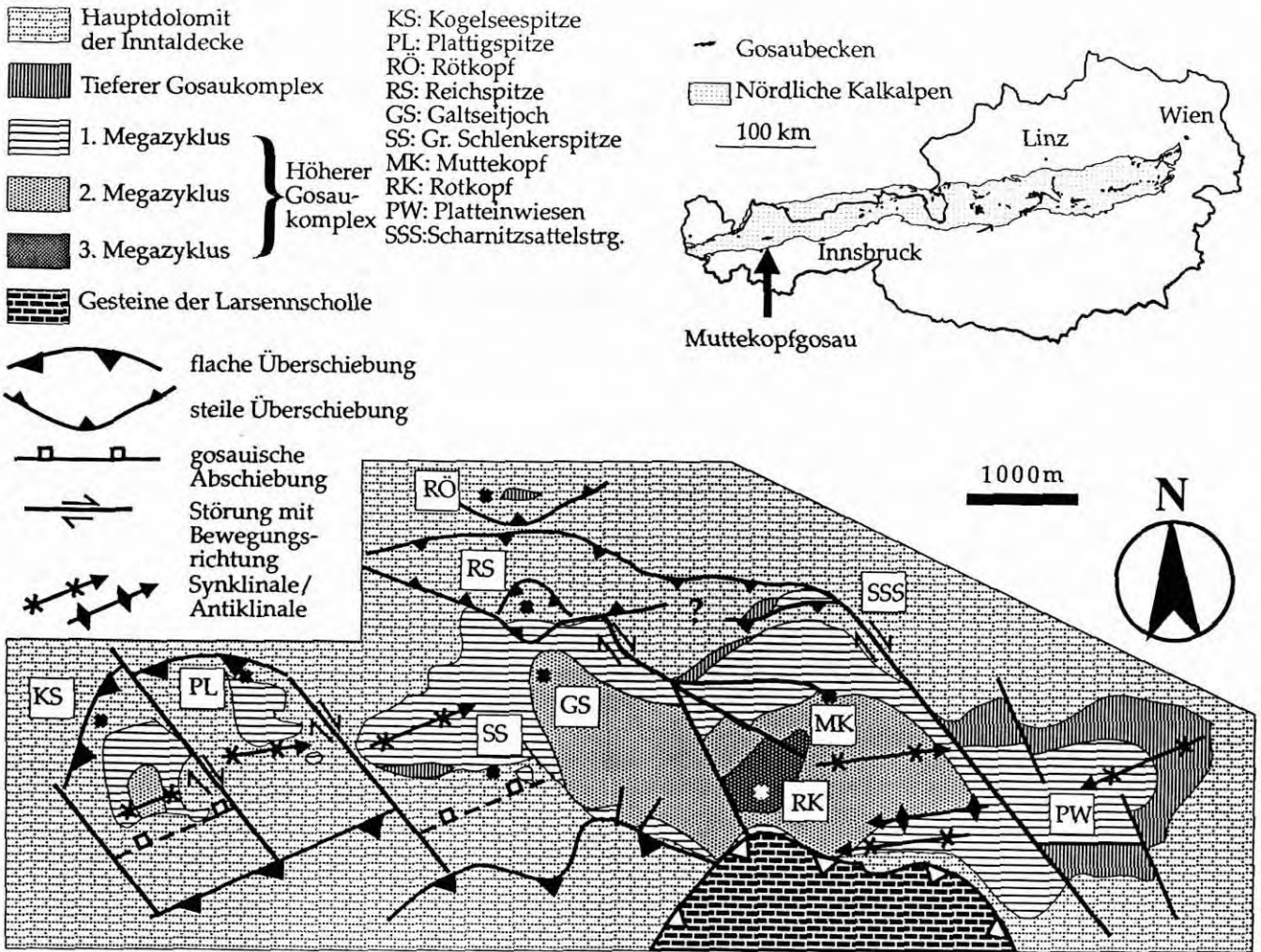


Abb. 1. Lageskizze und Tektonische Skizze der Muttekopfgosau. Die steilen Aufschiebungen am Nordrand der Gosau gehören zu einer Seitenverschiebungszone. Die weiter südlich gelegenen Aufschiebungen sind Teil einer postgosauischen, NNW-vergente Verschiebung (einschließlich der Überschiebung an der Basis der Larsensscholle). Die auffällige Mächtigkeitszunahme des Unteren Gosaukomplexes an der Scharnitzsattelstörung ist auf prä- oder syngosauische Bewegungen an dieser Störung zurückzuführen. Bei postgosauischen Bewegungen wurde die ursprünglich weiter im NW gelegene Scholle ins spätere Muldenzentrum gebracht.

W nach E Mächtigkeitszunahme an NW–SE verlaufenden Störungen (Abb. 2). Die Art der Bewegung läßt sich nicht mehr nachweisen, es kommen sowohl Seitenverschiebungen als auch reine Extension in Frage (vgl. Wagneich 1988). Mit dem Einsetzen der Sedimentation des Höheren Gosaukomplexes ändert sich das Stressfeld und große NW-fallende Abschiebungen werden aktiv. In der Muttekopfgosau kann eine Abschiebung am Südrand des Beckens im Bereich des Brunnkars lokalisiert werden, an der ein Abschiebungsbetrag von mindestens 250 m anzunehmen ist (vgl. Abb. 3). Gleichzeitig werden die NW–SE verlaufenden Störungen als Transfer-Störungen zwischen verschieden weit abgesenkten Teilen des Beckens aktiv. Nach Osten hin werden die Sedimente an diesen Störungen immer mächtiger.

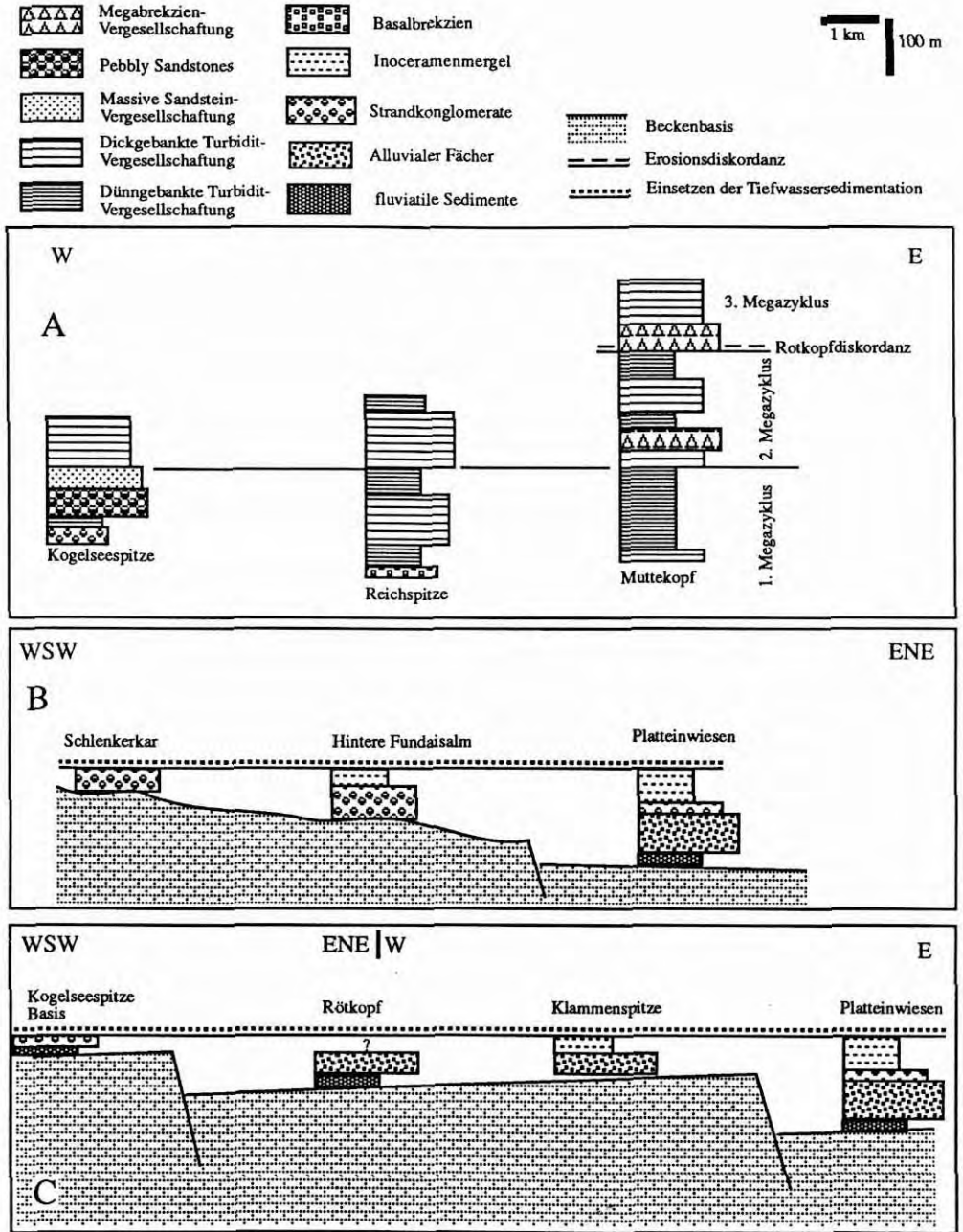
Nach der Ablagerung wurden die Gosausedimente teilweise verschuppt und dann verfault („postgosauische Deformation“; Abb. 1). Die Richtung der Faltenachsen in den Gosausedimenten ist WSW–ENE. Zusätzlich wurden Teile der Gosau in eine kompressive dextrale Seitenverschiebungszone einbezogen, die dem Nordrand der Muttekopfgosau folgt. Die NW–SE streichenden Störungen wurden dabei als synthetische Seitenverschiebungen reaktiviert. Die Seitenverschiebung war (auch) vor der Einengung aktiv, so daß heute in der Muttekopf-Sinnesbrunnmulde (Niederbacher 1982) ursprünglich nicht benachbarte Gesteine der Gosau nebeneinander liegen (Abb. 1). Dabei wurden die Störungen, an denen die Mächtigkeitssprünge im Tieferen Gosaukomplex auftreten, als Riedel-Störungen reaktiviert.

Beschreibung der Sedimente

Tieferer Gosaukomplex

Im Bereich der Platteinwiesen im Osten der Muttekopfgosau ist das vollständigste Profil des Tieferen Gosaukomplexes in der Muttekopfgosau erschlossen (Abb. 2 B

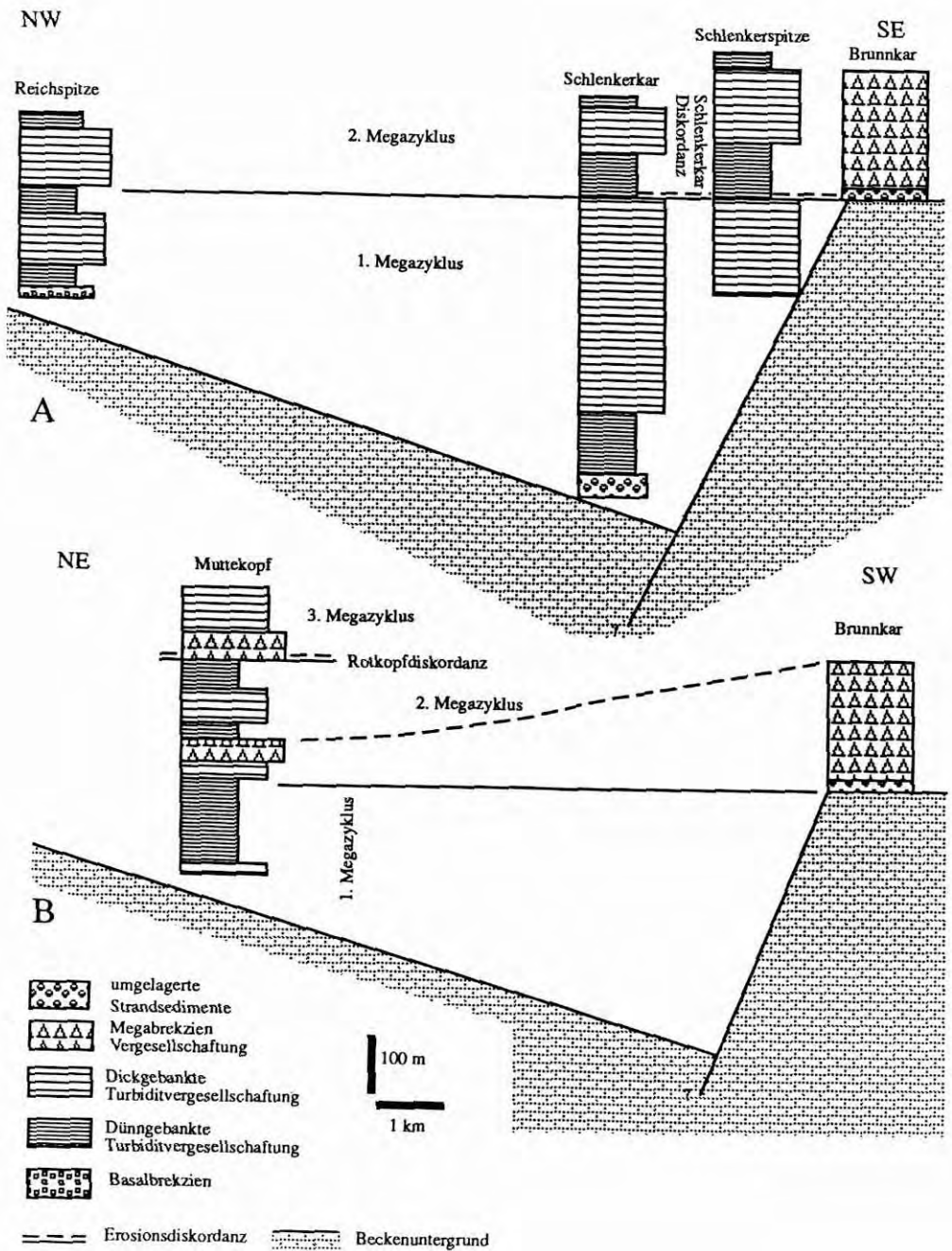
Abb. 2 A–C. E–W-Schnitte durch die Muttekopfgosau.
A: Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Höheren Gosaukomplexes am heutigen Nordrand des Beckens. Die Transportrichtung im 1. Megazyklus war von W-> E, dementsprechend werden die Faziesvergesellschaftungen in dieser Richtung immer distaler. Die Sedimente des 2. Megazyklus zeigen keinen Trend, da die Transportrichtung normal zur Profilabfolge steht.
B: Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Tieferen Gosaukomplexes im Zentrum der Mulde.
C: Vergleich der Sedimentmächtigkeiten des Tieferen Gosaukomplexes am heutigen Nordrand des Beckens. In B und C ist die Mächtigkeitszunahme nach E an den NW–SE verlaufenden Störungen zu erkennen. Bei allen Strandkonglomeraten, außer denen im Profil Platteinwiesen handelt es sich um umgelagerte Strandkonglomerate.



und C). Die Sedimentation setzt mit gut gerundeten Feinkonglomeraten ein (maximaler Korndurchmesser bei 2 cm), die zuerst in gradierte laminierte Sandsteine, dann in Mergel übergehen. Diese Entwicklung wird mit scharfer Liegendgrenze von Grobbrekzien überlagert, deren kantengerundete Komponenten bis zu 1/2 m Durchmesser erreichen können, deren durchschnittliche Korngröße aber bei ca. 20 cm liegt. Die pelitische Matrix weist starke Rotfärbung auf und bildet stellenweise feinlaminierte Zwickelfüllungen, die als Siebablagerungen interpretiert werden können. Die Brekzien sind im Meterbereich undeutlich gebankt, selten treten Rinnenbildungen auf. Hangend werden die Grobbrekzien durch einen Horizont mit sehr gut gerundeten Komponenten

abgeschlossen (Durchmesser bis 20 cm). Mit scharfer Grenze setzen eintönige graue Grobsandsteine ein, die schnell in Feinsandsteine übergehen. Die Bankung liegt im Dezimeterbereich, stellenweise ist Lamination erhalten. Auf Schichtoberflächen ist eine Spurenfossilvergesellschaftung der *Cruziana* Ichnofazies erhalten (Hintere Fundaisalm). Diese von Ampferer (1912) als Inoceramenmergel bezeichneten Sandsteine stellen einen der wenigen fossilführenden Horizonte der Muttekopfgosau dar. Weidich cit. Leiss stellte diesen Horizont aufgrund der Foraminiferenvergesellschaftung an die Grenze Coniac–Santon. Die Inoceramenmergel werden mit scharfer Grenze von gravitativen Schüttungen des Höheren Gosaukomplexes überlagert,

Abb. 3 A, B. N–S-Schnitte durch die Muttekopfgosau. **A** liegt schräg zur Schüttungsrichtung der Sedimente des 2. Megazyklus (S → N bis SW → NE), das Profil beginnt am Südrand mit einer Erosionsdiskordanz, die nach N verschwindet und mit dem Markerhorizont Megabrekzienlage korrelierbar ist. **B** liegt in der Schüttungsrichtung und zeigt die Mächtigkeitsabnahme der Megabrekzien nach N.



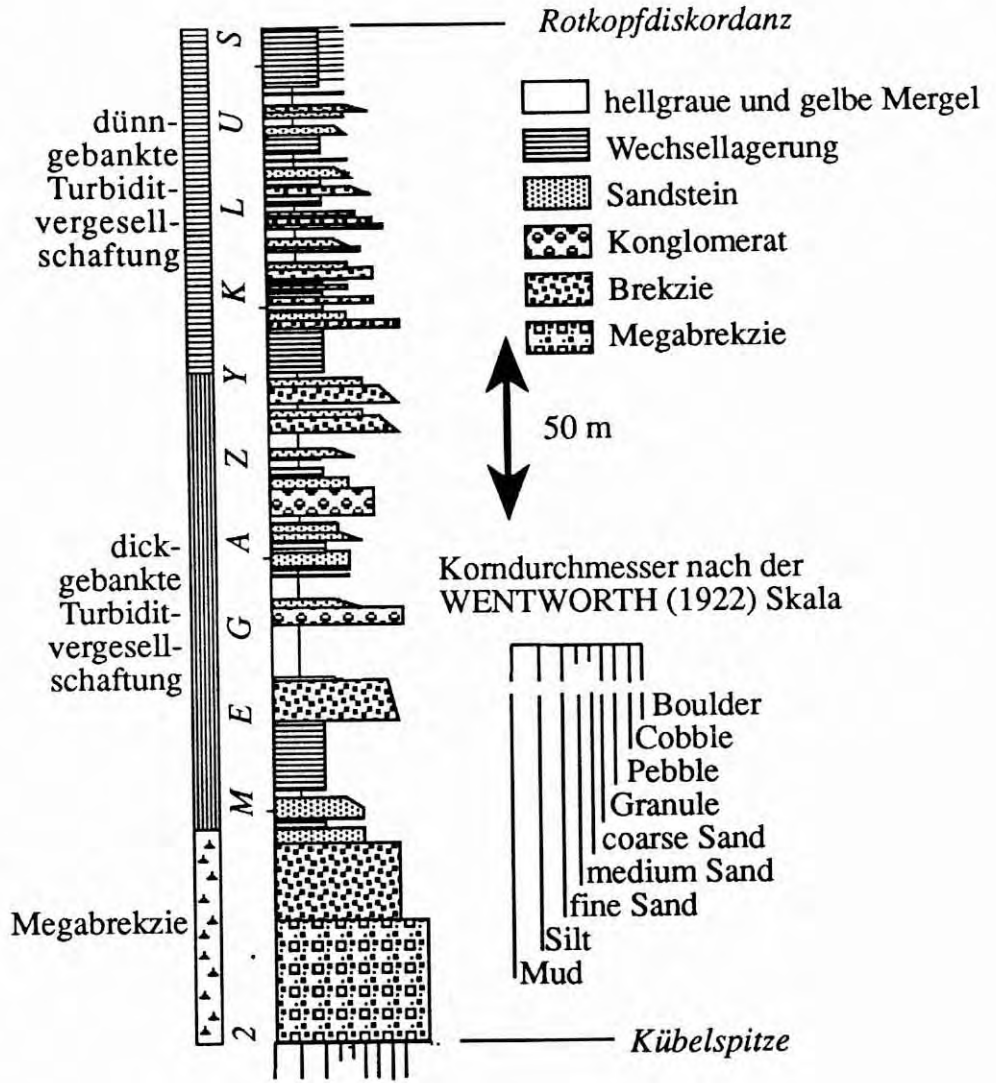
die zu Beginn großteils Feinsandsteine und Mergel der darunterliegenden Einheit resedimentieren.

Die Ablagerungen des Tieferen Gosaukomplexes spiegeln die Absenkung eines alluvialen Schuttfächers in ein marines Milieu wider. Die mächtige Entwicklung des alluvialen Schuttfächers (Grobbräkzien) wandert über ein verzweigtes Flußsystem (Feinkonglomerate) mit Überbank-sedimenten (Sandsteine und Mergel der basalsten Entwicklung) hinweg. Flächige Schüttungen, schwach definierte Bankgrenzen, das Fehlen von sandigen Sequenzen, und tonige Matrix in den korngestützten Bräkzien weisen auf Upper Fan bis Mid Fan Ablagerungen im Bereich des Fächerschnittpunkts hin (Flores et al. 1985). Dafür spricht auch das Vorkommen der Siebablagerungen (Hooke 1967).

Der Übergang ins subaquatische Milieu wird durch den Konglomerathorizont am Top der Bräkzien angekündigt. Die gute Rundung der Klasten kann nicht durch Transport auf dem alluvialen Fächer erzielt werden, sondern muß im Strandbereich erfolgt sein. Die Gerölle konnten wegen ihrer Größe nicht weiter transportiert werden und reicherten sich am Transgressionshorizont an („Transgressive Lag“; vgl. Maejima 1988).

Gegen Westen und Süden werden die Ablagerungen des Tieferen Gosaukomplexes immer unvollständiger (Abb. 2). Im Bereich der hinteren Fundaisalm fallen die Bräkzien des alluvialen Fächers aus. Gut gerundete gradierte Feinkonglomerate mit maximalen Korndurchmessern von 2 cm transgredieren direkt auf den Haupt-

Abb. 4. Vollständiger „Fining“ und „Thinning-Upward“ Megazyklus. Wechsellagerung steht für eine enge Wechsellagerung von schwarzen Mergeln und unvollständigen Turbiditen.



dolomit. Diese Konglomerate sind an der Basis der Muttekopfgosau weit verbreitet (vgl. Ampferer 1930) und dürften gravitativ umgelagerte Strandsedimente darstellen, die stratigraphisch mit dem „Transgressive Lag“ am Top des alluvialen Fächers im Platteinbereich korrelierbar sein dürften. Den Übergang zu den Inoceramenmergeln bilden zwei Brekzienlagen mit übergroßen Klästen, die wiederum auf tektonische Aktivität bei dieser Senkungsphase hindeuten. Im Schlenkerkar fallen auch die Inoceramenmergel aus. Am Nordrand des Beckens stehen an der Klammenspitze mächtige Brekzien des alluvialen Fächers an. Am Rötkepf ist ein durch Lateraltektonik und Erosion isoliertes Vorkommen vorhanden, in dem die Schichtfolge mit gut gerundeten, aber schlecht sortierten Konglomeraten mit intensiv rotgefärbter Matrix und mit Rinnenbildungen (fluviatil) beginnt. Diese werden überlagert von feinlaminierten Dolomitsiltsteinen (Überbanksedimente). Darauf folgen unsortierte Brekzien eines alluvialen Fächers, wiederum mit roter Matrix.

Der Ablagerungsbereich des Tieferen Gosaukomplexes war eine $\pm E-W$ -streichende Depression, die nach

Osten an Störungen immer tiefer wurde. Die Brekzien des alluvialen Fächers zeigen dementsprechend Schüttungsrichtungen aus Westen (Abb. 8).

Höherer Gosaukomplex

Basalbrekzien

In den meisten Bereichen bildet die Basalbrekzie auf Hauptdolomit den Beginn der Sedimentation der Höheren Gosau. Sie füllt das erosive Relief auf und hat deswegen schwankende Mächtigkeiten, von 1–10 m im Normalfall bis 80 m an synsedimentär aktiven Störungen (Abb. 6). Der Hauptdolomit unterhalb der Basalbrekzie ist teilweise zu einer Kollapsbrekzie zerbrochen. Die Basalbrekzie selbst ist eine monomikte, korngestützte Dolomitbrekzie. Große Komponenten (bis 20 cm im Durchmesser) sind angular, kleine (ca. 3 cm) sind gerundet. Dunkelgrauer Dolomitsilt bildet die Matrix. Wegen der chaotischen internen Struktur wird die Basalbrekzie als Trümmerstrom-Sediment interpretiert.

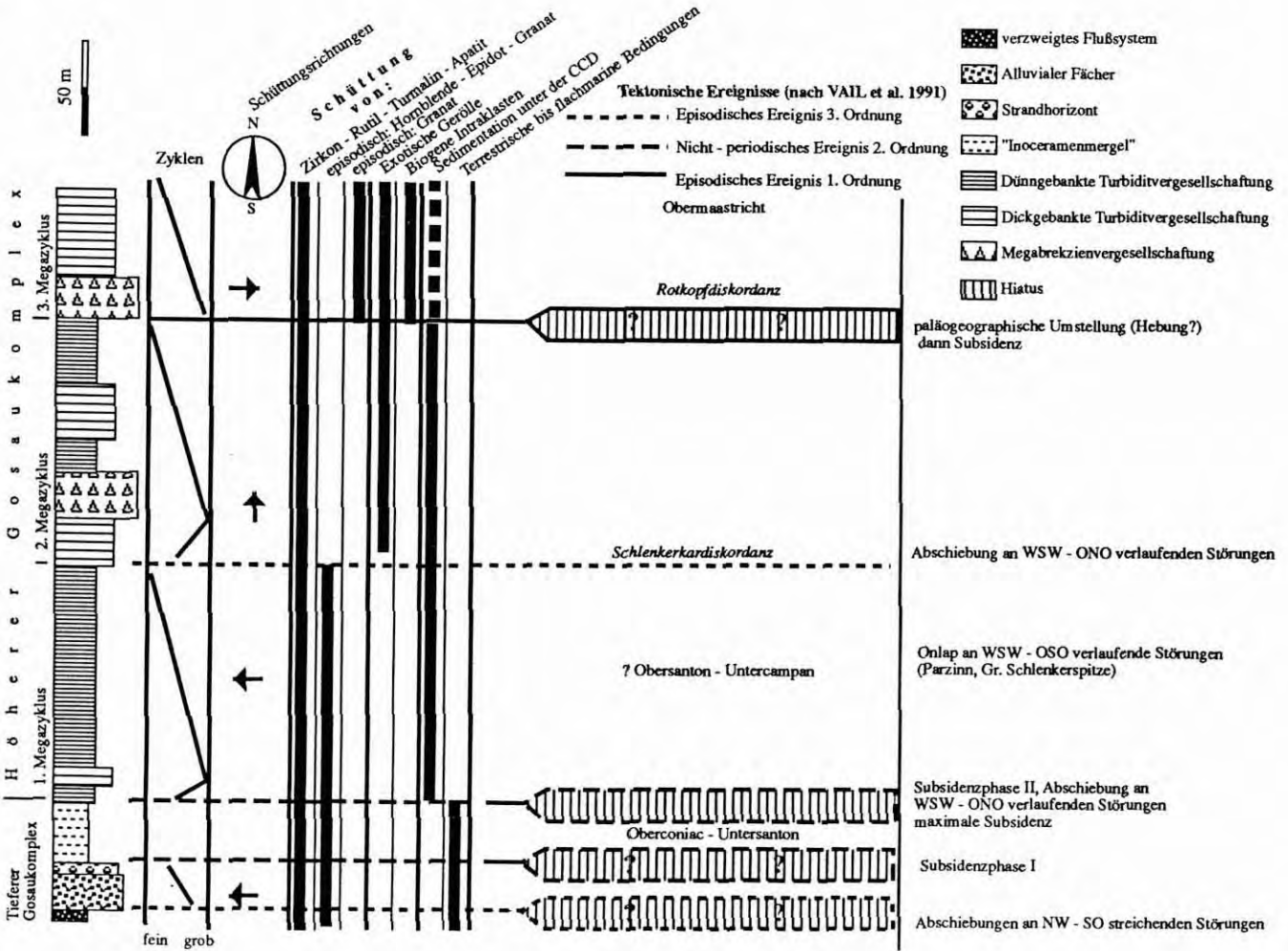


Abb. 5. Sammelprofil durch die Muttekopfgosau und Korrelation zu wichtigen Parametern. In die tektono-stratigraphische Einteilung sind auch die wenigen vorhandenen biostratigraphischen Daten eingetragen (Daten aus Oberhauser 1963, Dietrich & Franz 1976, Leiss 1987). Eine Unterteilung der Profilablage in „System Tracts“ (Van Wagoner et al. 1988) ist wegen des Fehlens von anderen als retrogradierenden Sequenzen nicht möglich.

Lithofaziesbeschreibung

In den Klammern nach der Überschrift sind jeweils die entsprechenden Lithofaziestypen nach Pickering et al. (1986) angeführt.

Mergel – Schwarze Mergel (D2.2/D2.3)

Schwarze laminierte Mergel bilden die Hintergrundsedimentation (Hemipelagite). Die Laminae bestehen aus 0.5 bis 1 cm dickem gradierten Dolomitsilt mit einer scharfen Untergrenze. Sie wechseln mit 1–10 cm dicken turbiditischen Sandsteinlagen ab. Selten treten bis 1 m mächtige Partien mit strukturlosen schwarzen Mergeln auf. Das Sediment besteht aus 30–60% detritischem Dolomit, weiters Quarz, Feldspäten und Glimmern in verschiedenen Anteilen. Kalzit fehlt. Die schwarzen Mergel sind fossilfrei (auch autochtone Faunenelemente fehlen vollkommen), enthalten aber geringe Mengen an organischem Material, das die schwarze Farbe verursacht.

Laminierte Silte und Tone können bei langsamer Ablagerung aus niedrig konzentrierten Turbiditströmen abgelagert werden (Pickering et al. 1986).

Gelbe und hellgraue Mergel (C2.4/E1.1)

In dickgebankten Abfolgen treten nach der Bouma-Tc-Abteilung häufig dicke, strukturlose Mergelintervalle

Turbiditsedimente des Höheren Gosaukomplexes

Mit der Ablagerung der Basalbrekzien tritt ein markanter Fazieswechsel auf: Die Abfolgen des flachmarinen und Schelfbereichs werden konkordant von tiefmarinen Sedimenten überlagert („Subsidenzphase II“ von Wagreich 1991). Das genaue Alter der Absenkung ist nicht bekannt; in den meisten Gosaubecken setzen tiefmarine Abfolgen im Campan ein (Faupl et al. 1987). Dietrich & Franz (1976) beschreiben eine kleine Mikrofauna aus den basalen Teilen der Serie, die sie ins Obersanton bis Untercampan einstuften. Herm in Dietrich & Franz (1976) berichtet von santonen Globotruncanen. Jedenfalls existiert eine biostratigraphische Lücke zwischen den flach- und tiefmarinen Sedimenten.

auf. Die Mergel bestehen aus 5–15% detritischem Kalzit, 45–60% detritischem Dolomit und Quarz, Feldspat und Glimmer. Geringe Mengen korrodiertes Nannoplankton sind vorhanden, ansonsten sind diese Mergel fossilfrei. Pyrit-Konkretionen sind weit verbreitet, Sandsteineinschlüsse selten. Es konnten zerglittene und eingerollte Sandsteinschollen in strukturlosen Mergeln beobachtet werden, außerdem, in zwei Aufschlüssen, undeutliche Bankung (in 5–10 cm Abständen) und Lamination (in 0.5 cm Abständen). Diese Fakten legen nahe, daß nach der Ablagerung Entwässerung und Slumping primäre Strukturen überprägt haben.

Die gelben und hellgrauen Mergel wurden vom Feinmaterial eines Turbidits abgelagert und werden als Bouma Td Abteilung interpretiert. Die große Mächtigkeit dieser Lithofazies in den Profilen kann nach Pickering et al. (1986) auf reflektierte Turbidite zurückgeführt werden.

Wegen des Fehlens von Kalzit in hemipelagischen, schwarzen Mergeln und dem Auftreten von korrodiertem Nannoplankton in turbiditischen, gelben Mergeln wird der Ablagerungsraum der Höheren Gosau unter die CCD gestellt.

Weißer Mergel (C2.4/E1.1)

In den dick gebankten turbiditischen Abfolgen des 3. Megazyklus (vgl. Kapitel 5.2) treten weiße strukturlöse Mergel auf. Ihre Position in der Bouma-Abfolge entspricht den gelben und hellgrauen Mergeln. Sie enthalten bis 60% Kalzit und eine Fauna von pelagischen Foraminiferen (Oberhauser 1963) und Nannoplankton (Lahodinsky 1988) des Oberen Maastrichts. Sie werden als turbiditische Mergel interpretiert. Hemipelagische Abschnitte fehlen im 3. Megazyklus; der Ablagerungsbeereich des 3. Megazyklus kann, aber muß nicht weiterhin unter der CCD gelegen haben.

Karbonatarenite (B1.1, B2.2)

Massive Karbonatarenite zeigen keine sedimentären Strukturen. Die Bänke sind bis 50 cm dick. Selten ist schwach entwickelte Gradierung vorhanden, das heißt, die größten Klasten sind an der Basis der Bank konzentriert. Die Sortierung ist gut, aber Fein- bis Grobsand ist chaotisch in der Bank verteilt. Im allgemeinen treten sie in Wechsellagerung mit Brekzienbänken auf. Dabei können schräggeschichtete Karbonatarenite flache Rinnen in Brekzien und Brekzien flache Rinnen in Karbonatareniten mit trogförmiger Schrägschichtung auffüllen.

Die Karbonatarenite könnten durch Einfrieren einer dichten kohäsionslosen Suspension aus hochkonzentrierten Turbiditen (Pickering et al. 1986) oder durch Grain Flow (Carter 1975) oder modifizierten Grain Flow (Lowe 1982; Cook & Mullins 1983) transportiert und abgelagert worden sein. Die trogförmige Schrägschichtung entsteht durch Aufarbeitung von Sediment in erosiven Rinnen durch Traktion unter Turbiditströmen (Pickering et al. 1986).

Karbonatturbidite

Karbonatturbidite sind Karbonatsiltite und -arenite, die Gradierung und/oder andere Merkmale der Bouma-

Sequenz (Bouma 1962) zeigen. In der Muttekopfgosau bilden sie nur einen kleinen Teil der Sedimente. Im Unterschied zu anderen Karbonatturbiditvorkommen gibt es in den Sedimenten der Muttekopfgosau keine Biogene, die eine bimodale Korngrößenverteilung mit Lithoklasten an der Basis und Bioklasten am Top einer Bank verursachen (Eberli 1987).

Vollständige Karbonatturbidite (C2.4)

Vollständige Karbonatturbidite sind selten. Sie entwickeln sich durch Gradierung aus Konglomeraten, wobei die Bouma-Ta- und Tb-Abteilungen sehr mächtig sind (zusammen ca. 1 m), und die Tc-Abteilung dünn ist (20–30 cm). Tb und Tc können in einer Bank bis zu dreimal wiederholt werden, was auf reflektierte oder „Surging“ Turbidite schließen läßt. Die Td-Abteilung beginnt mit gradierten Silten, die Mächtigkeiten bis 1,5 m erreichen können, bevor die Tonsedimentation einsetzt (Gelber Mergel). Die gesamte Td-Abteilung wird bis 5 m mächtig. Manchmal treten vollständige Karbonatturbidite als Einschaltungen im gelben Mergel auf; die gesamte Tabc-Sequenz ist dann nur 20–50 cm dick. Beim Erreichen distaler Bereiche entwickeln sich aus den vollständigen unvollständigen Karbonatturbidite.

Karbonatturbidite ohne Top (B1.2)

Dieser Typ der Karbonatturbidite kommt in bis 5 cm mächtigen Bänken vor und findet sich in Wechsellagerung mit schwarzen Mergeln. Im Dünnschliff sind inverse und normale Gradierung sichtbar. Am Übergang von der inversen zur normalen Gradierung finden sich oft übergroße Komponenten (vgl. Postma et al. 1988). Die Bänke sind lateral nicht beständig.

Die dünngebankten Karbonatarenite wurden durch hochkonzentrierte Turbidite abgelagert und können als allgemein vorkommende Bouma-Ta-Abteilungen interpretiert werden.

Karbonatturbidite ohne Basis (C2.3)

Auch diese Karbonatturbidite kommen in Wechsellagerung mit schwarzen Mergeln vor. Sie beginnen mit Tc und haben eine dünne Td-Abteilung oder bestehen nur aus Tc. Die Bänke sind 1–5 cm dick. Die Oberfläche zeigt oft Rippeln, wobei die Rippelkämme benachbarter Bänke bis 150° abweichende Richtung zeigen.

Brekzien

Die Dicke von Brekzienbänken variiert von 5–100 m. Die Mächtigkeit solcher Lagen ist über große Entfernungen konstant. In einigen Megabrekzienlagen sind die größten Komponenten größer als die Mächtigkeit der Bank; diese Komponenten ragen dann in das darüberliegende Sediment hinein. Die Brekzien sind nicht erosiv. Die korngestützten und unsortierten Brekzien bestehen vorwiegend aus Hauptdolomitkomponenten. Komponenten sind meist angular, aber alle anderen Kornformen sind vorhanden. Als Matrix ist grauer Dolomitsilt enthalten. Drei Typen von Brekzien können unterschieden werden. Alle Brekzientypen zeigen gelegentlich interne Scherflächen, die eine Bewegung bei hoher Viskosität anzeigen.

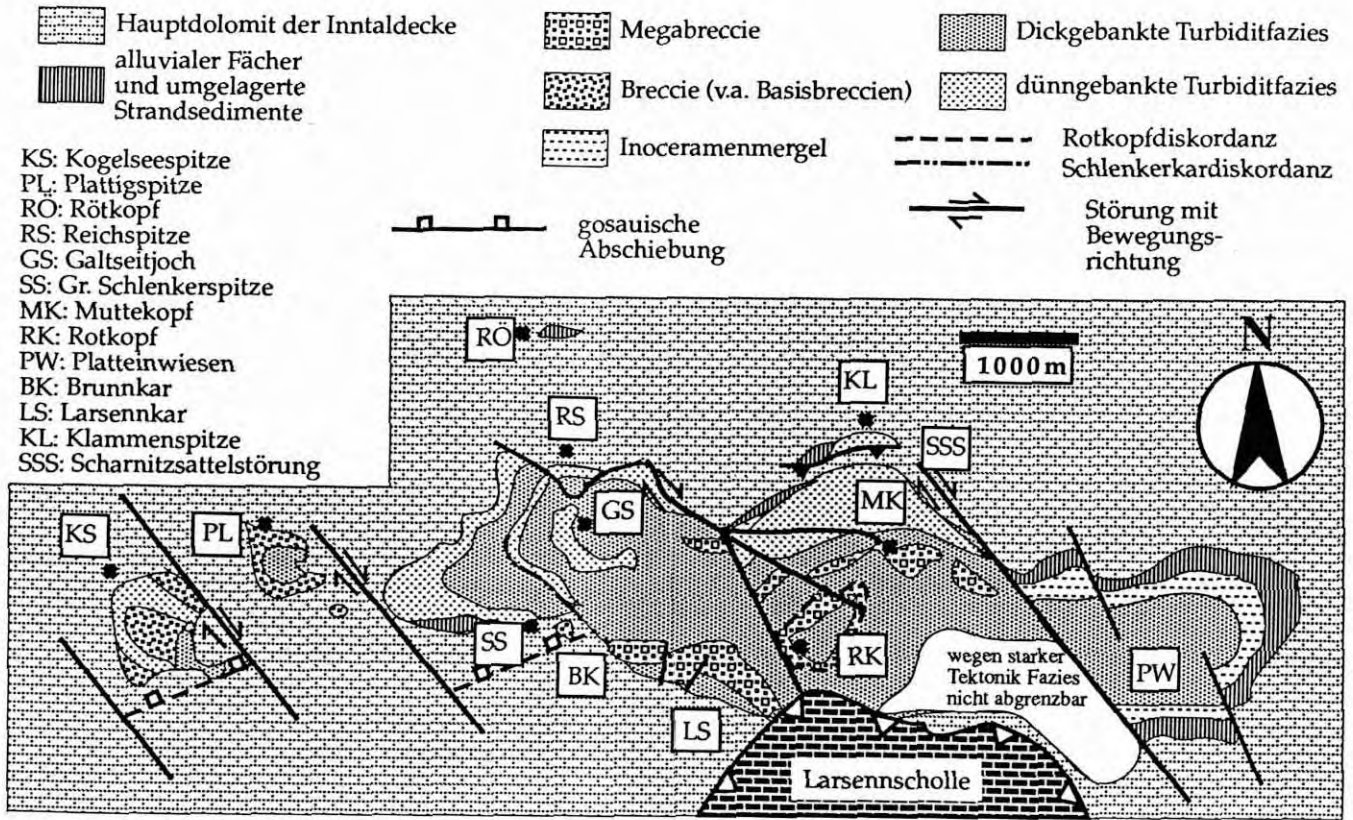


Abb. 6. Faziesverteilung in der Muttekopfgosau: Die mächtigen Brekzien an der Basis der Gosau östlich und südwestlich der Kogelseespitze sind an synsedimentär aktive Störungen gebunden. In den meisten Bereichen ist die Mächtigkeit der Basisbrekzien sehr gering und kann hier nicht dargestellt werden. Die mächtigen Megabrekzien im Brunn- und Larsenkar sowie (in deren Fortsetzung) die Schlenkerkardiskordanz markieren den Beginn des 2. Megazyklus. Die Megabrekzien am Südrand der Gosau könnten in einem störungsparallelen Graben („Roll Over“ an großen listrischen Abschiebungen) abgelagert worden sein. Die Rotkopfdiskordanz markiert den Beginn des 3. Megazyklus.

Gradierte Megabrekzien

Das auffälligste Merkmal dieser Megabrekzien sind Riesenkomponenten aus Oberrätalk und Hauptdolomit, die 30–40 m Durchmesser und 20 m Dicke erreichen können. In geringeren Größen und Mengen kommen auch Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Kalk, Adneter Kalk, Allgäuschichten vor (Wopfner 1954). Der Brekzienkörper ist an der Basis gradiert, darauf folgt der chaotische Hauptteil, auf dem wiederum eine Gradierung folgt, welche eine Bouma-Sequenz einleitet.

Chaotische Megabrekzien

Die Bänke dieses Brekzientyps erreichen 100 m Dicke und haben eine chaotische Sedimentstruktur. Zusätzlich zu den Komponenten, die in gradierten Megabrekzien vorkommen, sind hier auch verfallene Schollen (bis 20 m Durchmesser) mit dünngebankten Turbiditen als „Intraklaste“ und exotische Gerölle enthalten. Der Matrixgehalt ist etwas höher als in gradierten Megabrekzien.

Gradierte Brekzien

Dieser Brekzientyp ist der am weitesten verbreitete in der Muttekopfgosau. Der maximale Korndurchmesser ist gut erkennbar und erreicht nicht die Dimension der Bankmächtigkeit, welche ca. 1–5 m beträgt. Alle Korngrößen sind über die ganze Bank verteilt. Den oberen Abschluß der Bank kann ein gradiertes Intervall bilden, welches einen Turbidit einleitet. In Wechsellagerung mit Karbonatareniten kann das gradierte Intervall fehlen.

Interpretation

Die Brekzien wurden als flächige Trümmerströme abgelagert. Jede Megabrekzie könnte einem Kollapsereignis entsprechen. Eberli (1987) hat in jurassischen Ablagerungen gezeigt, daß sich die innere Struktur von Megabrekzien hangabwärts verändert. Die proximalsten Sedimente der Muttekopfgosau, chaotische Megabrekzien, entsprechen auch den proximalsten Brekzien im Modell von Eberli (Subtyp A, chaotische Megabrekzie). Distale Megabrekzien im zentralen Beckenbereich (Muttekopf, Kübelwände) entsprechen dem Subtyp C (l.c.), einer Megabrekzie mit Gradierung im oberen Teil der Bank. Subtyp B (bimodale Megabrekzie, unter der chaotischen Megabrekzie liegt ein feinkörnigeres Konglomerat) konnte in der Muttekopfgosau nicht beobachtet werden.

Konglomerate Die Konglomerate enthalten neben wenig angularen vorwiegend runde Komponenten. Die meisten Komponenten bestehen aus Hauptdolomit, Mergelintraklasten und exotische Gerölle sind weit verbreitet. Die Matrix besteht aus einem grauen, gelb verwitternden

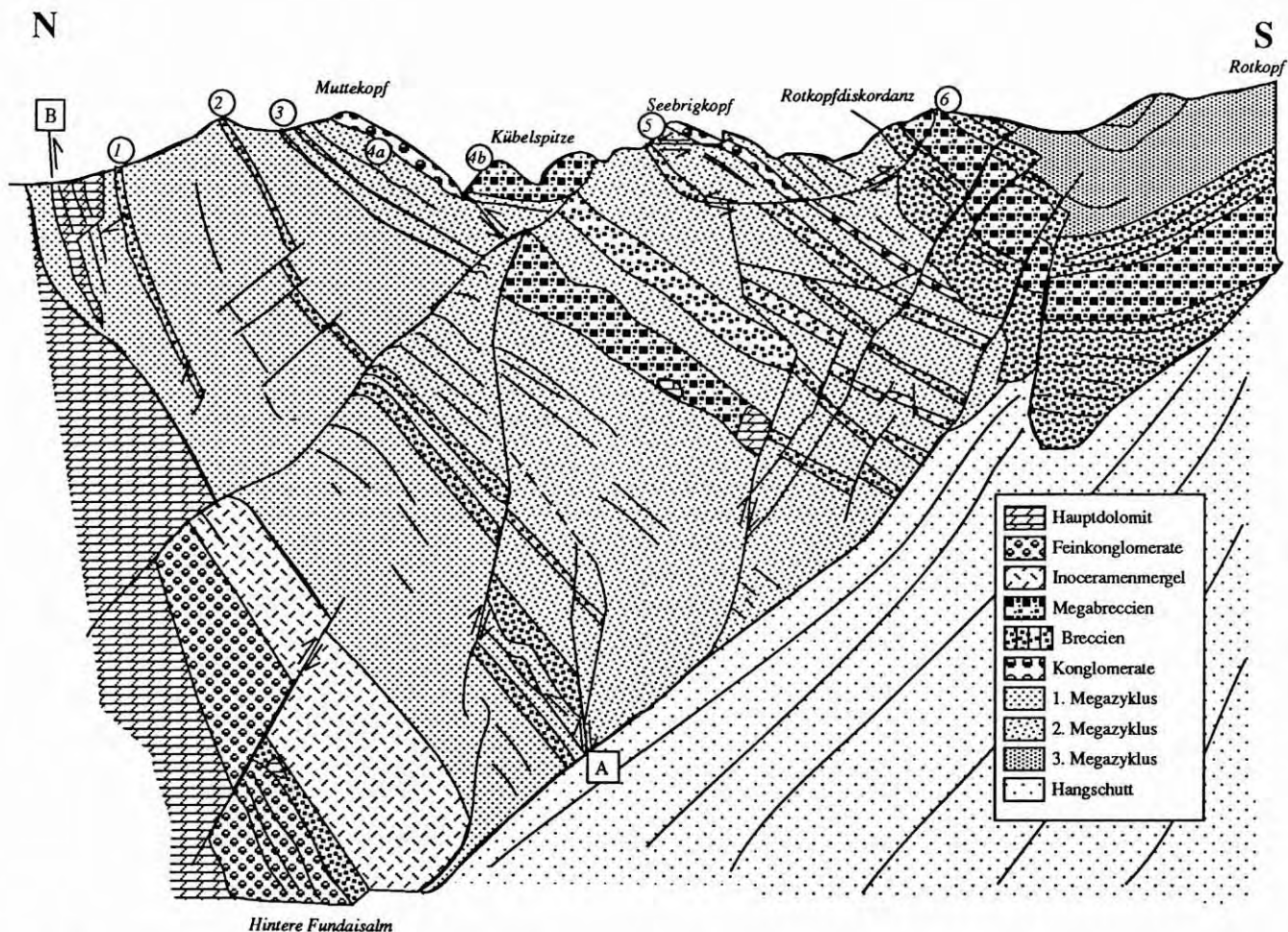


Abb. 7. Blick vom Galtseitjoch in die Kübelwände: Einige Brekzien- und Konglomeratbänke wurden zur Illustration des Bewegungsinns an den Störungen hervorgehoben. Eine komplexe Seitenverschiebung versetzt die Sedimente der Muttekopfgosau. **A:** Abrutschen von großen Mengen teilkonsolidierten Sediments unter Ausbildung einer Rampe. Bewegungsrichtung der Rutschmasse nach N. **B:** Einschubung eines Keils von Hauptdolomit in die Gosau. In dem Keil mittransportiert wurde eine kleinere syngosauische Abschiebung, die gegensinnig zu der Abschiebung im Brunnkar einfällt. Eine weitere Fläche dieser Art durchschlägt die Feinkonglomerate und Inoceramenmergel (Unterer Gosaukomplex) der hinteren Fundaisalme und hört in den Sedimenten des Oberen Gosaukomplexes auf. 1–6: Nummern der Olistostrome in Leiss (1987), Abb. 13, und Leiss (1990) Abb. 3. Erklärung im Text.

Mergel (vgl. „Gelbe und hellgraue Mergel“). Konglomerate sind flächige Ablagerungen. Aufgrund ihres Matrixgehaltes und der Struktur können folgende Typen unterschieden werden:

Gradierte Konglomerate (A2.4)

Die 1–5 m dicken Konglomerate enthalten 10–30% Matrix und sind korngestützt. Der größte (ca. 10 cm) und kleinste Korndurchmesser sind gut erkennbar, Sortierung ist vorhanden. Eine Konglomeratbank besteht aus einer gradierten Basis, dem homogenen Hauptkörper (70–80% der Bank), und einem gradierten Top, welcher die Ta-Abteilung des folgenden Turbidites darstellt. Der

Hauptkörper des Konglomerats enthält oft große Mergel- oder Sandsteinintraklasten in einem eigenen Horizont.

Die gradierten Konglomerate wurden von hochkonzentrierten Turbiditen abgelagert. Die gradierte Basis entstand durch Abbremsen des untersten Teils des Turbidits und direkter Sedimentation der größten Klaster aus der Suspension. Der Hauptkörper entstand durch Einfrieren des hochkonzentrierten Turbidits, nachdem die Geschwindigkeit, die benötigt wird, um das Sediment in Suspension zu halten, unterschritten wurde (Lowe 1982). Der hochkonzentrierte Turbidit löste einen weiteren Turbidit aus. Direkte Suspensions sedimentation aus dem Traktionsteppich des Turbidits erzeugte den gradierten Horizont am Top des hochkonzentrierten Turbidits (l.c.). Die übergroßen Intraklasten im Hauptkörper des hochkonzentrierten Turbidits schwimmen auf einer rheologischen Grenzfläche (Grenze zwischen Traktionsteppich und turbulenter Suspension; Postma et al. 1988).

Chaotische Konglomerate (A1.2)

Chaotische Konglomerate sind matrixgestützt und haben eine Dicke von 5–15 m. Sie sind unsortiert und enthalten Gerölle mit bis zu 50 cm Durchmesser und Intraklasten aus dünngebankten Turbiditen mit bis zu 15 m Durchmesser. Im Gelände sind diese Konglomerate wegen der

gelben Verwitterungsfarbe und der Verwitterungsform leicht zu erkennen.

Mit Hilfe von Markergeröllen konnte nachgewiesen werden, daß die chaotischen Konglomerate distale Ablagerungen von Trümmerströmen sind, die in proximalen Bereichen Megabrekzien abgelagert haben. Sie entstanden durch Einfrieren von kohäsiven Trümmerströmen (Pickering et al. 1986).

Pebbly Sandstones (A1.4, A2.7)

Pebbly Sandstones zeichnen sich durch eine bimodale Korngrößenverteilung aus, mit einem Maximum bei Sandkorngröße und einem bei der Kiesfraktion. Die Bänke sind 20–50 cm dick und treten in mehrere Meter mächtigen Komplexen auf. Unstrukturierte Bänke zeigen keine Sortierung, aber gleichmäßig verteilte Gerölle, oder diffus abgegrenzte Bereiche mit Geröllansammlungen. Strukturierte Bänke zeigen inverse und normale Gradierung. Strukturierte Bänke können lateral in unstrukturierte übergehen.

Gradierte Pebbly Sandstones sind Ablagerungen von hochkonzentrierten Turbiditen. An der Basis des Turbidits entwickelt sich ein Traktionsteppich, der wegen sinkender Geschwindigkeit oder Sedimentüberangebot einfriert. Danach entwickelt sich entweder ein neuer Traktionsteppich, oder es beginnt direkte Sedimentation aus der Suspension (normale Gradierung). Die Gradierung ist ein Coarse Tail Grading; es zeigt Sedimentation aus einer nicht turbulenten Suspension an (Lowe 1982). Postsedimentäres Gleiten oder Entwässerung könnte die chaotische Pebbly Sandstones erzeugen.

Rutschungen

Rutschungen mit Sedimentvermischung (F2.2)

In mehrere Meter mächtigen Horizonten mit Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln können Rutschungen eine chaotische Mixtur aus Mergel- und Sandsteinfragmenten in einer Sedimentmixture aus allen Korngrößen erzeugen.

Wenn auf unverfestigtem Sediment dicke Konglomerateinheiten abgelagert werden, zerbricht der Untergrund; während des Gleitens wird das Konglomerat mit dem Feinsediment vermischt.

Rutschungen ohne Sedimentvermischung (F2.1)

Verschiedene Arten des Sedimentgleitens konnten beobachtet werden. Das Kriechen oder Gleiten von Sediment innerhalb einer Bank ist weit verbreitet und führt zur Verbiegung von Sedimentstrukturen bzw. zum Vermischen von Sediment innerhalb einer Bank. Dabei können abwechselnd dicke und dünne Bereiche in einer Bank entstehen, vergleichbar einer beginnenden Boudinage. Wenn das Sediment bereits leicht konsolidiert ist, können in Konglomeraten Sedimentwalzen mit bis zu 20 m Durchmesser entstehen. Eine weitere Art ist das großräumige Abgleiten bereits verfestigter Sedimentpakete (vgl. Abb. 7, A). Die abrutschenden Sedimentpakete können mehrere 100 m horizontale und mehrere m vertikale Erstreckung haben und werden in ihrem Verband nicht

gestört. Der Abgleithorizont ist im Gelände dort erkennbar, wo Rampenstrukturen ausgebildet sind. In den frontalen Bereichen solcher Gleitmassen kann isoklinale Verfaltung und Imbrikation von Sedimentschollen beobachtet werden (vgl. Lewis 1971).

Beckenanalyse

Faziesvergesellschaftungen

Megabrekzien-Vergesellschaftung

Die Megabrekzienvergesellschaftung umfaßt Megabrekzien, Brekzien, chaotische Konglomerate und selten Bouma-Ta-d-Abfolgen. Diese Vergesellschaftung ist auf das Brunnkar und Larsennkar am Südrand der Muttekopfgosau beschränkt. Die anomale Dicke der Bänke dieser Vergesellschaftung am Südrand der Muttekopfgosau (bis 100 m) könnte auf Ablagerung in einem störungsparallelen Graben („Roll Over“ an großen listrischen Abschiebungsflächen; Gibbs 1984) hinweisen. Erst nach der Auffüllung des Grabens konnte die Megabrekzie sich flächig verteilen und erreichte eine ihrer Kohäsivität entsprechende Dicke (ca. 40 m im zentralen Beckenbereich). Strömungsrichtungen in den Turbiditen zeigen Transportrichtungen aus Süden an.

Pebbly-Sandstone-Vergesellschaftung

In dieser Vergesellschaftung dominieren Pebbly Sandstones. Die Bankung in dieser Vergesellschaftung liegt zwischen 50 cm und 3 m. Pelitintervalle sind sehr selten, und wenn sie vorkommen, handelt es sich um geringmächtige Wechsellagerung von schwarzen laminierten Peliten und distalen unvollständigen Turbiditen. Die Pebbly-Sandstone-Vergesellschaftung bildet zusammen mit Brekzien sehr flache Rinnenverfüllungen (vgl. Walker 1978).

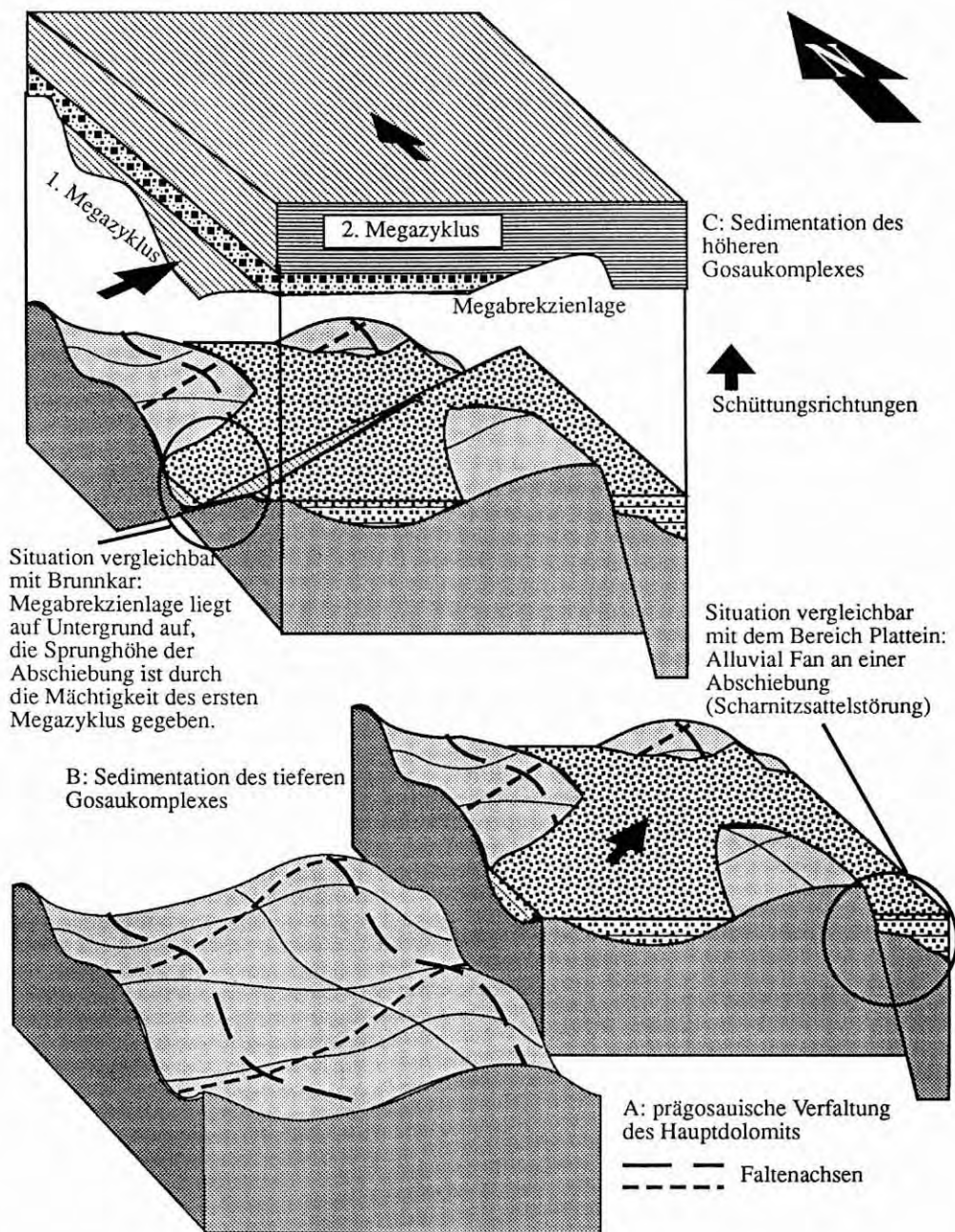
Massive-Sandstein-Vergesellschaftung

Aufgebaut wird diese Vergesellschaftung aus ca. 50 cm mächtigen nicht gradierten strukturlosen Sandsteinlagen (Tellerstrukturen, die von Walker 1987 als charakteristisch für diese Vergesellschaftung beschrieben werden, treten nicht auf, auch Sohlmarken fehlen). Typisch ist Wechsellagerung mit Brekzienhorizonten. Kleindimensionale Rinnenbildungen im Meterbereich mit trogförmiger Schrägschichtung sind häufig. Zusammen mit Konglomerat- und einem Brekzienhorizonten, die den massiven Sandsteinen vorausgehen, bildet diese Vergesellschaftung die Verfüllung von sehr flachen Rinnen, die lateral auskeilen.

Dickgebankte Turbidit-Vergesellschaftung

Diese Vergesellschaftung besteht aus Abfolgen von matrixreichen oder zumindest matrixführenden Konglomeraten bis Grobsandsteinen, aus denen sich durch Gradie-

Abb. 8. Modell zur Entwicklung des Beckens der Muttekopfgosau.



Die Ta-Abteilung der Bouma-Abfolge entwickelt, welche die Lithofazies der Karbonaturbidite einleitet. In den mehr oder weniger mächtigen hellgrauen turbiditischen Mergeln können bis 40 cm dicke Sandsteinlagen auftreten, die (selten) die Bouma-Abfolge enthalten, die häufiger aber nur massiv, ungradiert und feinkörnig sind. In der dickgebankten Turbidit-Vergesellschaftung ist ein übergeordnetes Fining- und Thinning-Upward zu beobachten (Abb. 4). Die einzelnen Fining-Upward-Sequenzen bestehen aus bis zu 5 m mächtigen Konglomeraten und turbiditischen Sandsteinen und bis zu 15 m mächtigen turbiditischen Mergeln mit Sandsteinlagen. Laterale und vertikale Übergänge bestehen zur Megabrekzien-Vergesellschaftung durch immer mächtigere und größere Konglomerateinschlüsse und immer

dünnere Mergel und Turbiditintervalle. Der Übergang zur dünngebankten Turbidit-Vergesellschaftung ist durch Hinzutreten von schwarzen (hemi)pelagischen Mergeln und immer dünneren grobklastischen Lagen gekennzeichnet.

Dünngebankte Turbiditvergesellschaftung

Diese distale Turbidit-Vergesellschaftung besteht aus einer Wechsellagerung von schwarzen, (hemi)pelagischen, laminierten, kalzifreien Mergeln mit vollständigen Turbiditen. Auffallend ist das Vorherrschen von korngestützten Brekzien, die am Top in massive Sandsteine übergehen. Untergeordnete Zyklen, wie in der Dickgebankten Turbidit-Vergesellschaftung, fehlen. Nur

die Brekzienbänke zeigen den Trend des übergeordneten Fining Upward. Konglomeratlagen kommen praktisch nicht vor. In dieser Vergesellschaftung treten am häufigsten Sedimentgleiterscheinungen auf.

Zyklizität in den Tiefwassersedimenten/Lithostratigraphische Einteilung

Speziell in der dickgebankten Turbidit-Vergesellschaftung kann Fining und Thinning Upward beobachtet werden, aber auch die Brekzieneinschaltungen in der dünngebankten Turbidit-Vergesellschaftung zeigen diesen Trend (der auch durch eine Markhov-Kettenanalyse nachgewiesen werden kann; Ortner 1990). Jeder Megazyklus ist ca. 200 m dick und beginnt mit der Sedimentation einer Megabrekzie. Die Sedimentation erfolgt zunächst in der dickgebankten Turbidit-Vergesellschaftung und geht in die dünngebankte Turbidit-Vergesellschaftung über (Abb. 4). In der dickgebankten Turbidit-Vergesellschaftung ist der Fining-Upward-Megazyklus aus kleineren Fining-Upward-Zyklen aufgebaut, die aus einem Sedimentationsereignis bestehen. Diese untergeordneten Sequenzen werden gegen Top des Megazyklus immer reicher am Feinklastika.

Im vollständigen Profil der Muttekopfgosau liegen drei dieser Fining-Upward-Megazyklen übereinander. Der Beginn eines jeden Megazyklus ist verbunden mit einer Veränderung der Schüttungsrichtungen und der Zusammensetzung des Schwermineral- und Komponentenspektrums (Abb. 5).

Der erste Megazyklus: Die Schüttungsrichtungen im ersten Megazyklus zeigen Sedimenttransport entlang der Beckenachse an (Abb. 6) nach Osten. Dementsprechend sind die proximalsten Sedimente an der Kogelseespitze, ganz im Westen der Muttekopfgosau, aufgeschlossen. Das Schwermineralspektrum zeigt neben dem im ganzen Profil konstanten Zirkon-Rutil-Turmalin-Apatit-Spektrum episodische Einschüttung von großen Mengen von grüner Hornblende, Epidot und Granat. Das Komponentenspektrum zeigt Anlieferung nur von kalkalpinem Material (vgl. Ortner in Druck). Mit dem Beginn des ersten Megazyklus ist das Becken unter die CCD abgesenkt, was durch Auftreten von kalzitfreien hemipelagischen Mergeln und kalzitführenden (bis 15%) turbiditischen Mergeln angezeigt wird. Der erste und zweite Megazyklus sind fossilieer, bis auf korrodiertes Nannoplankton in turbiditischen Mergeln und angelöste Foraminiferen in turbiditischen Sandsteinen.

Der zweite Megazyklus: Mit dem Einsetzen der Sedimentation des zweiten Megazyklus ist der Kollaps von Untergrund und Gosausedimenten an der Abschiebung im Süden des Gosabeckens verbunden (Brunnkar, Larsenkar; Abb. 6). Die Erosion von Teilen der Gosausedimente verursacht am Südrand der Gosau eine Diskordanz (Schlenkerkardiskordanz; Abb. 6). Die Veränderung macht sich im Schwermineralspektrum durch das Ende der Einschüttung von Hornblende, Epidot und

Granat bemerkbar, im Komponentenspektrum durch das Auftauchen von Adneter Kalken und exotischen, nicht kalkalpinen Geröllen (Quarzite, Chloritquarzite und basaltische Gesteine metamorph in Grünschieferfazies und Quarzsandsteine aus Quarzporphyrklasten).

Der dritte Megazyklus: Ein neuerliches erosives Einschneiden einer Megabrekzie (Rotkopf-Diskordanz; Wopfner 1954) steht am Beginn dieses Megazyklus. Die Sedimentation zeigt bedeutende Unterschiede zu den ersten beiden Megazyklen. Die turbiditischen Mergel enthalten nun wesentlich mehr Kalzit (bis 60%) und führen Foraminiferen. Oberhauser (1963) datierte diese ins obere Maastricht. Eindeutige pelagische oder hemipelagische Gesteine fehlen. Die Sandsteine enthalten nun Orbitoiden und Fragmente von Lithothamnienkalken. Im Schwermineralspektrum tauchen in einzelnen Proben größere Mengen an Granat auf, das Komponentenspektrum ist durch das Hinzutreten von syngosauischen Resedimenten in einer terrestrischen lateritischen Fazies und von roten Peliten gekennzeichnet (Ortner im Druck). Die Geometrie des basalen Brekzienkörpers zeigt eine Schüttungsrichtung von Ost nach West an. Alle diese Fakten zeigen eine bedeutende paläogeographische Umstellung im Liefergebiet und im Becken an. Tollmann (1976) parallelisierte diese Ablagerungen mit den Nierentaler Schichten, bezeichneten sie jedoch wegen der grobklastischen Einschaltungen als Sonderentwicklung.

Beckenform

Die Beckenform des gesamten Beckens kann nicht rekonstruiert werden, da nur ein Erosionsrest in der Position eines steilen Abhangs (weitverbreitete Slump-Strukturen) vorliegt. Ein Beckenrand kann in Richtung SSE vermutet werden, da die Hauptabschiebung (mit sedimentärem Onlap) nach NNW geneigt ist. Nach Norden gibt es aufgrund der Faziesverteilung (Abb. 6) keine Hinweise auf einen Beckenrand; wahrscheinlich hat die Gosausedimentation weit auf die Lechtaldecke ge- reicht. Insgesamt können die Sedimente des Muttekopfs als Teil eines „Slope Basins“ am Nordabhang des Akkretionskeils der Nördlichen Kalkalpen gesehen werden (vgl. Wagneich 1993).

Der Ansicht von Leiss (1988, 1990, 1992), es handle sich hier um ein kompressives Becken, kann nicht zugestimmt werden, da bei kompressiver Beckenbildung im Deckenvorfeld die Zyklizität der Gosauschichten anders aussehen würde: Durch das Herannahen der sedimentliefernden Deckenfront an das Becken im Überschiebungsvorland müßten Coarsening-Upward-Sequenzen entstehen, deren letzter durch die Überschiebung des Beckens abgeschlossen wird (finaler Olisthostrom) und die immer mehr von Lokalschutt dominiert werden. Leiss (1990) kommt aufgrund seines Modells zu dem Schluß, daß „der gosauische intraplate – Trog an der Ausformung der im Rücken erscheinenden Laagersdecke (= Larsensscholle) maßgeblich beteiligt und der Geburtsort dieser ist.“ Dem ist entgegenzuhalten, daß die Larsensscholle nicht aus

der Inntaldecke im Süden der Muttekopfgosau bezogen werden kann, weil sie eine bedeutend stärkere Anchimeta-morphose mitgemacht hat als die Gesteine der Inntaldecke darunter, und sie also ihrer Umgebung fremd ist (Krumm et al. 1990). Der Interpretation als „Molassebecken“ steht auch das Fehlen synsedimentärer Kompressionsstrukturen (Ortner 1990) sowie beckengeometrische Überlegungen entgegen (vgl. Wagreich in Druck).

Diskussion

Das Turbidite Fan Modell (Walker 1978; Shanmugam & Moiola 1988) gibt das Grundgerüst zur Beschreibung von Turbiditabfolgen. Nach diesem Modell wären die Fining-Upward-Sequenzen als Rinnenfüllungen oder Levee-Sequenzen zu klassifizieren. Es fehlen jedoch Hinweise auf ein genügend großes Rinnensystem in der Oberkreide, um ein 600 m mächtiges Levee-System oder eine ebenso mächtige Rinnenfüllung entstehen zu lassen. Mehr Ähnlichkeiten bestehen zum Carbonate Apron Modell (Cook et al. 1983; Mullins et al. 1984; Mullins & Cook 1986), z. B. die flächige Verteilung von Grobklastika und das Vorkommen von Megabrekzien, aber auch dieses Modell entwickelt Coarsening-Upward-Sequenzen. Auch abgewandelte Modelle (Heller & Dickinson 1985; Yose & Heller 1989) beschreiben kanalisierte oder nicht kanalisierte Coarsening-Upward Sequenzen. Sie entstehen durch die Eigendynamik des Fächeraufbaues, unabhängig vom Grund der Sedimentmobilisation (z. B. eine By-Pass-Situation am Schelf oder große Akkumulationen von Deltasedimenten am Schelfrand, die instabil werden [Mutti 1985]; beide Ursachen sind Effekte von Meeresspiegelschwankungen). Stow et al. (1985) deuten eine weitere Möglichkeit an: Ist die Sedimentationsrate geringer als die tektonische Subsidenzrate, so ist das Fächerwachstum tektonisch kontrolliert (z. B. Beckenabsenkung). Die Eigendynamik des Turbiditfächeraufbaues wird durchbrochen, wenn die Reliefenergie nach einem tektonischen Ereignis abgebaut wird und wenig Sediment von außerhalb des Systems (z. B. Schelf) zugeführt wird. Begünstigt wird die Aufzeichnung der Beckensubsidenz in Form von Sedimentationszyklen durch steile Slopes (vgl. Eberli 1991). Beide Bedingungen sind im Höheren Gosaukomplex der Muttekopfgosau erfüllt.

Sedimentäre Becken mit großen Ähnlichkeiten zur Muttekopfgosau sind die jurassischen Becken der Allgäuschichten der Ela-Decke in der Schweiz (Eberli 1987). Die Dimensionen des Beckens, der Aufbau aus Fining-Upward-Sequenzen mit Megabrekzien an der Basis der Sequenzen und ähnliche Faziesvergesellschaftungen legen eine analoge Genese nahe. Nach Eberli (l. c.) entstanden die Fining-Upward-Sequenzen in den Allgäuschichten aufgrund von vertikaler Aggradation eines Apron-Systems in einem Halbgraben. Auch in der Muttekopfgosau gibt es einige Hinweise auf eine solche Beckengeometrie: Die Paläostromungsdaten zeigen im 1. Megazyklus Sedimenttransport parallel zur Beckenachse an, und die große Mächtigkeit der Mergelintervalle in der Dickge-

bankten Turbidit-Vergesellschaftung könnte durch reflektierte Turbidite erklärt werden. Im Unterschied zur Gosau ist für die Zeit der Sedimentation der Allgäuschichten der Ela-Decke ein extensives geodynamisches Regime gut dokumentiert (Froitzheim & Eberli 1989). Auch Leiss (1988) versuchte, in den tiefmarinen Ablagerungen ein allgemein gültiges Profilschema zu entwickeln. Als Leithorizonte verwendete er Olisthostrome. Unter den von Leiss angeführten Olisthostromen sind verschiedenste Gesteine, wie matrixarme Brekzien (Olisthostrom Nr. 1, 2, 3 in Abb. 13, Leiss [1988] und Abb. 3 in Leiss [1990]), matrixreiche Konglomerate (Olisthostrom Nr. 4a, 5; l.c.) und (fast) matrixfreie Megabrekzien (Olisthostrom Nr. 4b, 6; l.c.). Die Klassifikation als Olisthostrome wurde wohl aufgrund der häufig auftretenden Mergel- und Sandsteinintraklasten vorgenommen. Diese aber sind nach Postma et al. (1988) ein häufiger Bestandteil von hochkonzentrierten Turbiditströmen und von Trümmerströmen. Darüber hinaus ist die Korrelation der „Leithorizonte“ nicht eindeutig. So ist der Olisthostrom Nr. 3, der sich nach Leiss „unterhalb des Seebrigkopfes zu einem stattlichen Olisthostrom mit Micro- und Mesolistolithen“ entwickelt und „nach Süden wieder ausklingt“ (Leiss 1988, S. 15f), in seinem Teil unterhalb des Seebrigkopfes nichts anderes als die durch eine dextrale Seitenverschiebung versetzte Fortsetzung des Olisthostroms Nr. 4b (Abb. 7). Auch die Korrelation der Profile A und B in Abb. 15 beruht auf einer Korrelation über eine nicht erkannte Störung hinweg (vgl. Abb. 1).

Schlußfolgerungen

Die Fining-Upward-Megazyklen der Muttekopfgosau können als Folge von Absenkungsereignissen interpretiert werden. Nach dem Abschiebungsereignis wurde die Reliefenergie abgebaut, dabei wurde ein Fining-Upward-Megazyklus sedimentiert. Charakteristisch ist die extrem grobklastische Entwicklung mit dem Auftreten von Megabrekzien in einem tiefen Becken (Sedimentation unter der CCD). Mit drei aufeinanderfolgenden Abschiebungsereignissen wurden immer neue Bereiche in die Sedimentation einbezogen. Dieser Prozeß spiegelt sich im immer vielfältigeren Komponentenspektrum vom Liegenden zum Hangenden wider.

Meeresspiegelschwankungen als Ursache für die Fining-Upward-Zyklen sind unwahrscheinlich: Megabrekzien treten in riffnahen Carbonate Aprons (in Form von Intraklasten) und an Steilküsten (Extraklasten) auf, aber normalerweise nicht in tiefen Becken (unter der CCD, wie die Muttekopfgosau). Um Riesenblöcke aus Untergrundgestein (und große Schollen von Gosasedimenten) in die Sedimentation einzubeziehen, müssen aktive tektonische Linien innerhalb des Beckens angenommen werden. Kollapsereignisse an diesen Linien werden durch tektonische Aktivität ausgelöst. Die Megabrekzien, deren Sedimentation durch einen solchen Kollaps verursacht wurde, bilden immer die Basis von Fining-Upward-Megazyklen.

Sie sind nicht unregelmäßig in die Zyklen eingeschaltet, wie es bei tektonisch ausgelösten Sedimentationsereignissen oft der Fall ist, die eine autozyklische oder durch Meeresspiegelschwankungen gesteuerte Sedimentationsentwicklung überprägen. Die Subsidenzkurve der Muttekopfgosau zeigt eine nach oben konkave Form und sehr hohe Subsidenzraten zu Beginn der Sedimentation der Höheren Gosau (bis 700 m/Ma; Wagreich 1991). Diese Eigenschaften sind nach Pitman & Andrews (1985) typisch für Dehnungs- oder Strike-Slip-Becken. Diese Argumente führen zu der Annahme einer tektonisch kontrollierten Sedimentation in einem extensiven Becken.

Aufgrund der oben genannten Fakten können für die Muttekopfgosau keine sequenzstratigraphischen Grenzen angegeben werden, sondern eine tektono-stratigraphische Einteilung (Abb. 4), die auf der lokalen und regionalen Freisetzung von Stress beruht (vgl. Vail et al. 1991). Alle Sequenzen sind retrogradierend (Finning Upward) und durch große erosive Lücken getrennt, d. h. der progradierende Teil der Sequenzen (Coarsening Upward), der auch die sequenzstratigraphischen Grenzen enthalten würde, wurde entweder erosiv entfernt oder konnte wegen der schnellen Abfolge der Absenkungsereignisse nicht entstehen. Charakteristisch ist die regionale Ungleichzeitigkeit des Auftretens von vergleichbaren sedimentären Fazies (vgl. Wagreich 1991). Für die Subsidenzphase II kann ein Fortschreiten der Absenkung von Nordwesten nach Südosten in den Nördlichen Kalkalpen angegeben werden.

Ein extensives tektonisches Regime in einem aktiven, kompressiven Orogen scheint auf den ersten Blick ziemlich unwahrscheinlich. Die Deckenstapelung in der Mittelekreide erzeugte eine Krustenverdickung um etwa 50%. Isostatische Hebung verursachte Zerbrecen und Extension in den obersten Krustenbereichen. Dieser Prozeß führte zur Entstehung der Gosaubecken durch extensive Tektonik. Krohe (1987) konnte im kristallinen Basement unter der Kainacher Gosau extensive tektonische Strukturen nachweisen. Ratschbacher (1989) und Behrmann (1990) stellten Entwicklungsmodelle für die Ostalpen vor, die Kompression und Extension abwechselnd/gleichzeitig über einen langen Zeitraum der Konvergenz beinhalten (Oberkreide bis Jungtertiär, also auch für den Zeitraum der Gosasedimentation). Trotzdem bleibt es fraglich, ob nur mit Dehnung ein Sedimentationsraum (für die höhere Gosau die gesamten Nördlichen Kalkalpen) bis unter die CCD abgesenkt werden kann. Zusätzlich war ein zweiter Vorgang aktiv, der die gesamten Kalkalpen miteinbezog und für die Absenkung der Gosauvorkommen unter die CCD verantwortlich ist (Tektonische Erosion; Wagreich 1993).

Die Beckenentwicklung der Muttekopfgosau zeigt drei Dehnungs-Stadien, die das immer weitere Ausgreifen der Gosasedimentation dokumentieren (Modell Abb. 8): Im Coniac wurde das lokale Becken mit terrestrischen bis flachmarinen Abfolgen des Tieferen Gosaukomplexes gefüllt. Das abrupte Beginnen der Turbiditsedimentation im Obersanton markiert die maximale Extension (Höherer Gosaukomplex). Die Sedimente dieser Einheit wurden

in manchen Gosaubecken unterhalb der CCD abgelagert (z. B. 1. und 2. Megazyklus der Muttekopfgosau) und greifen weit über die Grenzen des Tieferen Gosaukomplexes hinaus. Eine Periode der paläogeographischen Umstellung (Hebung?) wird gefolgt von einem weiteren extensiven Ereignis, das turbiditische Sedimentation verursachte (3. Megazyklus). Die Sedimente dieser Episode waren über die gesamten westlichen Nördlichen Kalkalpen verbreitet, wie Geröllstudien in der inner- und außeralpinen Molasse zeigten (Moussavian 1983). Die nachgosauische Kompression verursachte die Überschiebung der Larsenscholle (die ein Äquivalent zur Krabachjochdecke, der höchsten tektonischen Einheit der Nördlichen Kalkalpen, darstellt) über den Südrand der Muttekopfgosau.

Danksagungen Für anregende Diskussionen und Korrektur des vorliegenden Manuskripts möchte ich R. Brandner und M. Wagreich herzlich danken. Weitere Verbesserungen verdankt das Manuskript den Kommentaren der Rundschau – Gutachter Prof. Gaupp und Prof. Seyfried.

Literaturverzeichnis

- Ampferer O (1912) Über die Gosau des Muttekopfs. *Jb Geol Reichsanst* 62/2: 289–310, 4 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Wien
- Ampferer O (1930) Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. *Verh Geol Bundesanst* 8: 181–196, 9 Abb., Wien
- Ampferer O, Hammer O (1932) Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. *Geol Bundesanst*: 122 S., 26 Abb., Wien
- Ampferer O, Ohnesorge Th (1909) Über exotische Gerölle in der Gosau und in verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. *Jb geol R-A* 59: 289–332, 28 Abb., Wien
- Behrmann JH (1990) Zur Kinematik der Kontinent-Kollision in den Ostalpen. *Geotekt Forsch* 76: 180 p., 92 Abb., Stuttgart
- Bouma AH (1962) Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation: 168 S., 31 Abb., 17 Tab., 8 Taf., 3 Beil., Elsevier, Amsterdam
- Carter RM (1975) A Discussion and Classification of Subaqueous Mass Transport with Particular Application to Grain Flow, Slurry Flow and Fluxoturbidites. *Earth Science Reviews* 11: 145–177, 7 Abb., Amsterdam
- Cook HE, Hine AC, Mullins TH (1983) Platform Margins and Deep Water Sandstones: 573 S., SEPM Short Course No 12, Tulsa
- Dietrich VJ, Franz U (1976) Ophiolithdetritus in den santonen Gosauschichten (Nördliche Kalkalpen). *Geotekt Forschungen* 50: 85–109, 7 Abb., 3 Taf., 1 geol. Karte, Stuttgart
- Eberli GP (1987) Carbonate Turbidite Sequences deposited in Rift Basins of the Jurassic Tethys Ocean (Eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology* 34: 363–388, 23 Abb., 1 Tab., Oxford
- Faupl P, Pöber E, Wagreich M (1987) Fazies Development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Eastern Alps. In: Faupl P, Flügel HW (Hrsg): *Geodynamics of the Eastern Alps*: 142–154, 3 Abb., 1 Tab., Wien
- Flores RM, Ethridge FG, Miall AD, Galloway WE, Fouch TD (eds) (1985): *Recognition of Fluvial Depositional Systems and Their Resource Potential*: 290 S., SEPM Short Course Notes No 19, Tulsa
- Frey RW, Pemberton SG (1984) Trace Fossil Facies Models. In: Walker RG (ed): *Facies Models, Second Edition*, Geoscience Canada Reprint Series 1: 189–208, 1 Abb., Toronto
- Froitzheim N, Eberli GP (1990) Extensional Detachment Faulting in the Evolution of a Tethys Passive Continental Margin (Eastern

- Alps, Switzerland). *Geol Soc Am Bull* 102: 1297–1308, 12 Abb., Boulder
- Gibbs AD (1984) Structural Evolution of Extensional Basin Margins. *Jour Geol Soc London* 141: 609–620, 17 Abb., Belfast
- Haas Ch (1991) Zur Geologie und Sedimentologie der östlichen Muttekopfgosau. Unveröff Diplomarbeit Univ Innsbruck: 117 S., 73 Abb., 5 Tab., 3 Taf., Innsbruck
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR (1988) Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Change. In: Wilgus KC, Hastings BS, Posamentier H, Van Wagoner J, Ross CA, Kendall ChG (1988): *Sea Level Changes: An Integrated Approach*: 71–108, 17 Abb., Tulsa
- Heller PL, Dickinson WR (1985) Submarine Ramp Facies Model for Delta Fed Sand Rich Turbidite Systems. *AAPG Bull* 69/6: 960–976, 12 Abb., 2 Tab., Tulsa
- Hooke RL (1967) Processes on Arid Region Alluvial Fans. *J Geol* 75: 438–460, 10 Abb., 3 Tab., Chicago
- Krohe A (1987) Kinematics of Cretaceous Nappe Tectonics in the Austroalpine Basement of the Koralm Region (Eastern Austria). *Tectonophysics* 136: 171–196, 29 Abb., Amsterdam
- Krumm H, Petschik R, Wolf M (1988) From Diagenesis to Anchimetamorphism, Upper Austroalpine Sedimentary Cover in Bavaria and Tyrol. *Geodynamica Acta* (Paris) 1: 33–47, 7 Abb., Paris
- Lahodinsky R (1988) Bericht 1983–1987 über geologische Aufnahmen im Rahmen der Suche nach der Kreide-Tertiär Grenze (Grundlagenforschung). *Jb Geol Bundesanst* 131/3: 485–488, Wien
- Leiss O (1988) Neue Wege zum Verständnis des kalkalpinen Deckenbaues als Konsequenz der Beckenanalyse intrakalpinen orogener Kreidesequenzen. *Documenta Naturae* 43: 95 S., 72 Abb., München
- Leiss O (1990) Neue Aspekte zur Geodynamik und Beckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der nördlichen Kalkalpen (Österreich). *Geol Rundschau* 79/1: 47–84, 17 Abb., 1 Tab., Stuttgart
- Leiss O (1992) Orogenically Controlled Sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer (Lechtal Shale; Cretaceous) and Geodynamics of the Inner Western NCA (Northern Calcareous Alps; Lechtal Alps). *Geol Rundschau* 81/3: 603–634, 26 Abb., Stuttgart
- Lewis KB (1971) Slumping on a Continental Slope Inclined at 1°–4°. *Sedimentology* 16: 97–110, 4 Abb., 1 Tab., Amsterdam
- Lowe DR (1982) Sediment Gravity Flows II: Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High Density Turbidity Currents. *Jour Sed Petrol* 52/1: 279–297, 13 Abb., Tulsa
- Maejima W (1988) Marine Transgression over an Active Alluvial Fan: The Early Cretaceous Arida Formation, Yuasa-Aridagawa-Basin, Southwestern Japan. In: Nemeč W, Steel RI (eds): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*: 303–317, 14 Abb., Glasgow
- Moussavian E (1983) Die Gosau- und Alttertiärgerölle der Angerbergsschichten. Unveröff Diss Univ München: 189 S., 5 Abb., 7 Tab., 21 Tafeln, München
- Mullins HT, Cook HE (1986) Carbonate Apron Models: Alternatives to the Submarine Fan Model for Paleoenvironmental Analysis and Hydrocarbon Exploration. *Sed Geol* 48: 37–79, 30 Abb., Amsterdam
- Mullins HT, Heath KC, van Buren MH, Newton CR (1984) Anatomy of a Modern Open Ocean Carbonate Slope, Northern Little Bahama Bank. *Sedimentology* 31: 141–164, Oxford
- Mutti E (1985) Turbidite Systems and their Relationship to Depositional Sequences. In: Zuffa GJ (Ed): *Provenance of Arenites*: 65–93, 16 Abb., Dordrecht
- Niederbacher P (1982) Geologisch-tektonische Untersuchungen in den südöstlichen Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Tirol). *Geol Paläontol Mitt Innsbruck* 12/7: 123–154, 15 Abb., 2 Tab., Innsbruck
- Nievol J (1985) Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (östliche Zentralalpen, Österreich). *Jb Geol Bundesanst* 127: 643–671, 15 Abb., 13 Taf., Wien
- Oberhauser R (1963) Die Kreide im Ostalpenraum aus mikropaläontologischer Sicht. *Jb Geol B-A* 106: 1–88, 2 Abb., 2 Taf., Wien
- Ortner H (1990) Zur Geologie und Sedimentologie der westlichen Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). Unveröff Diplomarbeit Univ Innsbruck: 100 S., 70 Abb., 8 Tab., 6 Taf., Innsbruck
- Ortner H (1992) Die sedimentäre Entwicklung der Muttekopfgosau (westliche Ostalpen, Tirol). *Zbl Geol Paläontol Teil I*, H 12: 2873–2886, 6 Abb., Stuttgart
- Ortner H (in Druck) Die petrographische Entwicklung der Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol). *Zbl Geol Paläontol Teil I*
- Pickering KT, Stow DAV, Watson MP, Hiscott RN (1986) Deep Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments. *Earth Science Reviews* 23/3: 75–174, 52 Abb., 2 Tab., Amsterdam
- Pitman WC, Andrews JA (1985) Subsidence and Thermal History of Small Pull Apart Basins. In: Biddle KT, Christie-Blick N (eds): *Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. *Soc Econ Paleont Mineralogists Spec Publ* 37: 45–49, Tulsa
- Postma G, Nemeč W, Kleinspehn KL (1988) Large Floating Clasts in Turbidites: A Mechanism for their Emplacement. *Sed Geol* 58/1: 47–62, 5 Abb., Amsterdam
- Ratschbacher L, Frisch W, Neubauer F, Schmid SM, Neugebauer J (1989) Extension in Compressional Orogenic Belts: The Eastern Alps. *Geology* 17: 814–817, 4 Abb., 1 Tab., Boulder
- Shanmugam G, Muiola RJ (1988) Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification and Reservoir Potential. *Earth Science Reviews* 24: 383–428, 27 Abb., 11 Tab., Amsterdam
- Stow DAV, Howell DG, Nelson CH (1985) Sedimentary, Tectonic and Sea Level Controls. In: Bouma AH, Normark WR, Barnes NE (eds): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*: 15–22, 6 Abb., New York
- Wagreich M (1988) Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnitts (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). *Jb Geol Bundesanst* 131/4: 663–685, 12 Abb., 2 Tab., Wien
- Wagreich M (1991) Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreidesequenzen der Gosaugruppe (Österreich). *N. Jb Geol Paläontol Teil I*, H 11: 1645–1657, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart
- Wagreich M (1993) Subcrustal Tectonic Erosion in Orogenic Belts – A Model for the Late Cretaceous Subsidence of the Northern Calcareous Alps. *Geology* 21: 941–944, 3 Abb., Boulder
- Wagreich M (in Druck) Subduction Tectonic Erosion and Late Cretaceous Subsidence along the Northern Austroalpine Margin (Eastern Alps, Austria). *Tectonophysics*
- Walker RG (1978) Deep Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *AAPG Bull* 62/6: 932–966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa
- Wentworth CK (1922) A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Jour Geology* 30, 377–392, Chicago
- Wopfner H (1954) Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopfgbietes. *N. Jb Geol Paläontol*, Abh 100/1: 11–82, 9 Abb., 13 Taf., Stuttgart
- Vail PR, Audemard F, Bowman SA, Eisner PN, Perez-Cruz C (1991) The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an Overview. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) (1991): *Cycles and Events in Stratigraphy*: 617–712, 23 Abb., 5 Tab., Berlin
- Van Wagoner JC, Posamentier HW, Mitchum RM, Vail PR, Sarg JF, Loutit TS, Hardenbol J (1988) An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In: Wilgus KC, Hastings BS, Posamentier H, van Wagoner J, Ross CA, Kendall ChG (eds) (1988): *Sea Level Changes: An Integrated Approach*: 39–45, 4 Abb., Tulsa
- Yose LA, Heller PL (1989) Sea Level Control of Mixed Carbonate Siliciclastic Gravity Flow Deposition: Lower Part of the Keeler Canyon Formation (Pennsylvanian), Southeastern California. *Geol Soc Am Bull* 101: 427–439, 3 Abb., Boulder