

Im Jahr 1996 wurde das österreichische Sedimentologen-Treffen gegründet. Es soll vor allem informellen Charakter haben, neue Projekte sollen vorgestellt, Ergebnisse diskutiert und verschiedene Vorhaben geplant werden. Dieses Treffen findet immer an einem Samstag im November in Seewalchen am Attersee statt und dauert einen Tag. "Tagungskosten" fallen bei diesem Treffen keine an. Die Kosten des Bandes mit den Kurzfassungen werden von den jeweiligen Organisatoren bzw. den jeweiligen Instituten getragen.

Bisher fanden in Seewalchen vier Treffen statt. Im folgenden sind die Kurzfassungen der bisherigen Treffen (1996, 1997, 1998, 1999) abgedruckt. Die Kurzfassungen der folgenden Treffen sollen jeweils an dieser Stelle veröffentlicht werden.

1. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 09. November 1996

Organisation: Christoph SPÖTL & Diethard SANDERS

Kurzfassungen

MÖGLICHKEITEN ZUR ABSCHÄTZUNG DES WÄRMEFLUSSES IN SEDIMENTBECKEN MIT HILFE DER CAI-METHODE

Hans-Jürgen GAWLICK

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben

Am Beispiel des invertierten, früh-oberjurassischen Lammer-Beckens in den Nördlichen Kalkalpen mit einer Füllung aus triassischen Karbonaten in früh-oberjurassischen Matrixsedimenten (Mergel, Kieselschiefer, Radiolarite) wird mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Methode die Möglichkeit aufgezeigt, Bereiche der thermischen Beeinflussung zu kartieren und in die Tiefe zu extrapolieren. Obwohl die sehr heterogen zusammengesetzte, früh-oberjurassische karbonat-klastische Beckenfüllung im Bereich der Lammerzone im Zuge der jüngeren Ostalpengeschichte mehrphasig deformiert wurde, können die Bereiche gleicher Temperaturüberprägung über Störungen und Lithofaziesgrenzen hinweg verfolgt werden. Es ist möglich, die Zunahme der diagenetischen Überprägung vom Hangenden der Beckenfüllung ins Liegende anhand von CAI-Werten kontinuierlich zu verfolgen und über die Mächtigkeit der Beckenfüllung den zur Zeit der thermischen Überprägung herrschenden geothermischen Gradienten größenordnungsmäßig abzuschätzen. Aus dem Bereich der westlichen Lammerzone liegen CAI-Werte flächendeckend aus allen im frühen Ober-Jura mobilisierten und umgelagerten Faziesbereichen des triassischen/liassischen Passiven Kontinentalrandes der Nördlichen Kalkalpen vor. Die einzelnen CAI-Werte zeigen dabei einen generellen Trend einer diagenetischen Überprägung von Süden nach Norden, d. h. vom Liegenden zum Hangenden der Beckenfüllung an. Die an der Basis und heute am weitesten im Süden der maximal 2000 m mächtigen Beckenfüllung liegenden Gesteine aus dem Zlambachfaziesraum zeigen mit CAI-Werten von CAI 2.0-2.5 und CAI 2.5 die höchste diagenetische Überprägung an, die stratigraphisch am höchsten und heute am weitesten im Norden liegenden Gesteine aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum weisen mit CAI-Werten von CAI 1.0 keine thermische Überprägung auf. Die CAI-Werte im Einzelnen: Die Gollinger Hallstätter Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum als hangendstes Schichtglied der früh-oberjurassischen Beckenfüllung weisen mit CAI-Werten von CAI 1.0 die geringste Überprägung auf. Aufgrund der geringen Mächtigkeit der Hallstätter Kalke zeigen auch die

einzelnen Schichtglieder unterschiedlichen stratigraphischen Alters einheitliche CAI-Werte. Diese Hallstätter Kalke der Gollinger Hallstätter Schollenregion werden unterlagert von der mehr als 1200 m mächtigen Schichtfolge des Gollinger Schwarzenbergkomplexes, der aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich hergeleitet werden kann. Dabei zeigen die CAI-Werte aus Ober-Trias Schichtgliedern im Hangenden des Schwarzenbergkomplexes CAI-Werte von CAI 1.0. Die CAI-Werte aus der Mittel-Trias weisen im Westen mit CAI-Werten von CAI 1.0 auf eine ähnliche Größenordnung der diagenetischen Überprägung wie die Ober-Trias Conodonten hin. Im Osten und Südosten nehmen die CAI-Werte aus der Mittel-Trias kontinuierlich über CAI 1.5 bis CAI 1.5-2.0 zu. Während im Westen die Mittel-Trias Karbonate (CAI 1.0) direkt von Oberalmer Schichten des höheren Ober-Jura überlagert werden, es also keinen Hinweis auf eine mächtige Überlagerung zur Zeit der Beckenfüllung im frühen Ober-Jura gibt, kann für den Ost- bzw. Südostteil des Gollinger Schwarzenberges (CAI 1.5-2.0 und CAI 2.0) zur Zeit der Beckenfüllung im frühen Ober-Jura mit einer mächtigen Ober-Trias Karbonatfolge als Überlagerung gerechnet werden. Dadurch werden die unterschiedlichen CAI-Werte in unterschiedlicher geographischer Position aber aus gleichem stratigraphischen Niveau stammend erklärt. Unterlagert wird der Gollinger Schwarzenbergkomplex von Schollen aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (Holzwehralmscholle) mit einheitlichen CAI-Werten von CAI 1.5 bzw. CAI 1.5-2.0 im Liegenden. Diese CAI-Werte können direkt mit der Überlagerungsmächtigkeit der Beckenfüllung in Zusammenhang gebracht werden. Der basale Teil der Beckenfüllung besteht aus verschiedenen Brekzienkörpern, deren Komponentenmaterial zum größten Teil aus dem Zlambachfaziesraum hergeleitet werden kann bzw. einzelnen Großschollen aus dem Zlambachfaziesraum. Die CAI-Werte der Conodonten aus den Komponenten der Brekzienkörper liegen bei CAI-Werten von CAI 2.0-2.5, vereinzelt bei CAI 2.5. Die CAI-Werte aus den Schollen an der Basis liegen bei CAI-Werten von CAI 2.0-2.5 und nehmen zum Hangenden hin ab über CAI 2.0 zu CAI 1.5 in direkter Korrelation mit der Überlagerungsmächtigkeit der Beckenfüllung in Abhängigkeit von der geographischen Position. Einzelne höhere CAI-Werte innerhalb der CAI-Bereiche liegen in der Nähe von Störungen bzw. von Überschiebungsbahnen und zeigen deshalb um CAI 0.5 über dem regionalen Trend erhöhte Werte. Bei einer aus den einzelnen Schichtgliedern abgeleiteten Mächtigkeit der Beckenfüllung von maximal 2000 m kann somit der geothermische Gradient z. Zt. der diagenetischen Überprägung größenordnungsmäßig abgeschätzt werden. Er liegt aufgrund der

ermittelten CAI-Werte und den daraus abgeleiteten Temperaturen bei 35-40 °C/1000 m Überlagerungsmächtigkeit und steht in zeitlichem Zusammenhang mit dem oberjurassischen/unterkre-tazischen Temperaturereignis in den Nördlichen Kalkalpen.

MODELLIERUNG DER DYNAMIK VON EROSIONSPROZESSEN

Achim KAMELGER

Geologisches Institut, Universität Basel

Im vorliegenden Projekt sollen einige Aspekte der Dynamik von Erosionsprozessen untersucht werden. Einerseits wird versucht, die Charakteristik von Landschaftsformen genauer als nur durch ein digitales Geländemodell und die daraus abgeleiteten Modelle (z. B. Hangneigung, Exposition) zu bestimmen. Andererseits werden an Testgebieten in den Alpen und an synthetisch (z. B. fraktal, FFT) erzeugten Geländemodellen die Erosionsprozesse simuliert und mit bekannten Massenbilanzen beispielsweise aus Stauseen verglichen.

Verwendet werden dafür selbstgeschriebene Programme und das Simulationsprogramm "Drainal" (BEAUMOUNT et al. 1992), das an einigen Stellen für diese Arbeit modifiziert werden musste. Es sollen neue Erkenntnisse über die zeitliche und räumliche Bedeutung der einzelnen Parameter (Lithologie/Material-eigenschaften, Hangneigung,

Klima/Vegetation, Meeresspiegelschwankungen, Subsidenz, tektonische Prozesse, usw.) und deren Auswirkung auf die geomorphologische Entwicklung einer Landschaft gewonnen werden.

Ein prinzipielles Problem bei Simulationen ist, dass die benötigten Modellparameter nur teilweise vorhanden oder (in vertretbarer Genauigkeit) gar nicht bekannt sind. Ebenso sind viele beteiligte Mechanismen und deren Wirkung noch unbekannt. Deshalb muss man sich darauf beschränken, vereinfachte Modelle zu berechnen. Durch die Kombination, der aus einer Vielfalt solcher Modelle gewonnenen Resultate, können anschliessend komplexe Szenarien zum besseren Verständnis der Dynamik von Erosionsprozessen abgeleitet werden.

Literatur

BEAUMOUNT, Ch., FULLSACK, Ph., HAMILTON, J. (1992): Erosional control of active compressional orogens. - (In: McCLAY, K.R. (Ed.): Thrust Tectonics), 1-18, Chapman & Hill.

BLOCKGLETSCHER ALS WASSERSPEICHER UND TRANSPORTMEDIUM FÜR VERWITTERUNGSSCHUTT

Karl KRAINER

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Aktive Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Schutt, die sich hang- oder talabwärts bewegen mit Geschwindigkeiten von einigen cm bis einigen dm/Jahr und eine ganz charakteristische Morphologie aufweisen: steile Stirn und steile Ränder (sind somit scharf gegen die Umgebung abgegrenzt), unruhige Oberfläche mit Loben, langgezogenen Rücken und Vertiefungen (WAHRHAFTIG & COX 1959, BARSCH 1983, 1996, GIARDINO et al. 1987). Sie werden auf Kriechbewegungen des alpinen Permafrostes zurückgeführt (HAEBERLI 1985). In den Ostalpen finden sich Blockgletscher meist in Höhen von über 2.500 m Seehöhe, sind beispielsweise in den Stubai und Ötztal Alpen weit verbreitet.

Das besondere Interesse an Blockgletschern liegt in folgenden

Punkten:

- 1) Aktive Blockgletscher sind wichtige Transportsysteme für Verwitterungsschutt im Hochgebirge, transportieren riesige Schuttmassen hang- und talabwärts. Aktive Blockgletscher benötigen permanenten Nachschub an großen Schuttmassen. Entsprechend ist der Schuttanfall (abhängig von Gesteinsuntergrund, Lagerung, Klüftung, Verwitterungsgrad etc.) von großer Bedeutung.
- 2) Blockgletscher können große Mengen an Wasser (in Form von Eis) speichern und somit wichtige Wasserreservoir darstellen. UNTERSWEIG & SCHWENDT (1995) konnten an fossilen Blockgletschern der Niederen Tauern ein hohes Potential an Wasserreserven feststellen.
- 3) Blockgletscher sind als Permafrosterscheinungen auch für technische Bauten im Hochgebirge (Wege, Seilbahnen, Lawinenverbauung, Schutzhütten etc.) von großer Bedeutung.
- 4) Darüberhinaus liefern Blockgletscher auch wichtige Hinweise auf das Paläoklima bzw. auf Klimaänderungen.

Einige ausgewählte Blockgletscher in den westlichen Stubai Alpen und Ötztal Alpen sollen hinsichtlich folgender Punkte im Detail untersucht werden:

- 1) Kartierung (einschl. Luftbilddauswertung) der Blockgletscher und deren Einzugsgebiet,
- 2) Geologie des Einzugsgebietes,
- 3) Sedimentologie,
- 4) Interner Aufbau und Mächtigkeit,
- 5) Temperaturverhalten,
- 6) Hydrogeologische Eigenschaften.

Die Untersuchungen sollen einen Beitrag zur Bedeutung von aktiven Blockgletschern in den Ostalpen liefern, insbesondere zu Fragen der Entstehung, Dynamik und Hydrologie.

Literatur

BARSCH, D. (1983): Blockgletscherstudien, Zusammenfassung und offene Probleme. - Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys.-Kl. 3 F, **35**: 116-119.

BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. - Springer Verlag, Berlin.

GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F. & VITEK, J.D. (1987): Rock Glaciers. - (Allen & Unwin) Boston.

HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. - Mitt. Vers. f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie, **77**: 1-142.

UNTERSWEIG, Th. & SCHWENDT, A. (1995): Die Quellen der Blockgletscher in den Niederen Tauern. - Ber. Wasserwirtsch. Planung, Bd., **78**: 1-71.

WAHRHAFTIG, C. & COX, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. - Geol. Soc. Am. Bull., **70**: 383-436.

MASSENILANZIERUNG DER MITTELTRIADISCHEN SCHLERN/ ROSENGARTEN-KARBONATPLATTFORM (DOLOMITEN, SÜDALPEN)

Florian MAURER

Institut für Geologie, Universität Wien

Mitteltriadische Karbonatplattformen sind in den Südalpen weit verbreitet. Tektonisch ungestörte Aufschlüsse derselben finden sich in den Dolomiten, wo eine direkte Korrelation von Plattform-sedimenten (Schlerndolomit) mit den Beckensedimenten (Buchensteiner Schichten) möglich ist.

Am Rosengartenmassiv (westliche Dolomiten) ist die Plattform/Becken-Verzahnung in einer Länge von 4 km und einer Höhe von 600 m erhalten. Das erodierte Plattformtop steht am benachbarten Schlern an, wo die Gesamtmächtigkeit der Plattform ca. 900 m erreicht. Die clinoforms des Schlerndolomits weisen eine durchschnittliche Neigung von 30° auf, die Korrelation der Beckenprofile wird durch das Vorhandensein von Tuffitmarkern und Lapillihorizonten erleichtert.

Der Rosengarten zeigt in beeindruckender Weise die Plattformentwicklung über eine Zeitspanne von vier Ammonitenzonen. Das Wachstum beginnt im Illyr 2 (Reitzi-Zone) mit starker Aggradation; im Fassan (Nevadites- und Curionii-Zone) nimmt die Subsidenz ab und die Sedimentation wechselt vom Vertikalwachstum zur Progradation. Das basale Langobard (Gredleri-Zone) ist charakterisiert von rascher Progradation mit starkem Eintrag von Plattformbreccien ins Becken (Punta Masaré, Südennde des Rosengartenmassivs). Das plötzliche Ende des Plattformwachstums - bedingt durch vulkanische Tätigkeit am Beginn der Archelaus-Zone - kann am Ostende der Plattform im Fassatal beobachtet werden.

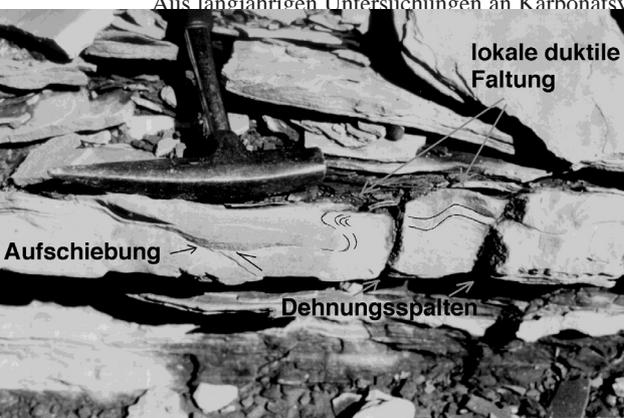
Jüngst wurden Tuffite an der Basis und am Top der gleichaltrigen Buchensteiner Schichten von einer Forschergruppe um P. BRACK (ETH Zürich) radiometrisch datiert. Diese Daten bilden die grundlegende Voraussetzung dafür, die verschiedenen Wachstumsstadien zeitlich abgrenzen zu können.

Mit Hilfe von sedimentologischen Detailuntersuchungen (Korrelation der clinoforms des Schlerndolomits mit den Buchensteiner Schichten) und der Alterseinstufung der Beckensedimente mittels Conodonten sollen in dieser Arbeit folgende Werte ermittelt werden:

- Wende Aggradation/Progradation
- Wachstumspotential (Maximalwerte des Vertikalwachstums)
- Sedimentationsraten für die Progradation (highstand shedding)

Für das Wachstumspotential werden Extremwerte erwartet, führt doch die starke Subsidenz und der relative Meeresspiegelanstieg (insgesamt über 800 m in weniger als 5 Ma) in der Mitteltrias zu einer enormen Streßsituation für das südalpine Ökosystem. Tatsächlich konnten einige Karbonatplattformen weiter im Osten (Cenera, zentrale Dolomiten; Cadore und westliche karnische Alpen) der starken Subsidenz nicht standhalten und ertranken bereits im Anis/Ladin-Grenzbereich.

Aus langjährigen Untersuchungen an Karbonatsystemen hat sich ansteigen, desto (W. SCHLAGER, atsedimentation is, Great Barrier in dieser Unter-



UNTERANGERBERGER
ERTIÄR,

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Die Unterangerberger Schichten wurden während des spätesten Rupel (Oligozän) in einem Pull Apart Becken an der Inntalstörung abgelagert. Sie bilden die Prodeltafazies zu dem von Osten her nach Westen vorstoßenden Flußsystem der Oberangerberger Schichten aus den Zentralalpen, das über die pelagischen Zementmergel progradiert. Es wurde eine Wechsellagerung feinklastischer Sedimente (Tone, Silte, Mergel; Schlamm-turbidite) mit turbiditische Sandsteinen abgelagert.

Über einer m-mächtigen Scherzone, welche die Unterangerberger Schichten durchschneidet, finden sich an den Bankunter-seiten der Sandsteinbänke am Kontakt zu Mergellagen auffällige Runzeln, die über den gesamten Bereich ihres Auftretens konstant orientiert sind.

Nach DZULINSKY & SIMPSON (1966; Geol. Rom. V, 197 - 215) entstehen solche Runzeln, wenn zwei Schichten mit inversem Dichtegradienten aufeinander abgelagert werden und die obere Schichte eine geringere Viskosität hat als die untere. Die länglichen Formen entstehen durch Slumping des Materials kurz nach der

Ablagerung. In unbewegtem Sediment entstehen in einem solchen Fall polygonale Zellen (ähnlich wie Load Casts). Die Dimensionen dieser Wülste entspricht in etwa der Dicke der Schichten, in denen die Strukturen entstehen. Eine weitere Möglichkeit, solche Runzeln zu erzeugen, sind konvektionsartige Bewegungen der Partikel im Turbiditstrom während der Ablagerung (ANKETELL et al. 1970; Roc. Polsk. Tow. Geol. XL).

In den Unterangerberger Schichten gehen einige der Runzeln über in kleine Aufschiebungen, an denen die Sandsteinbänke z. T. dachziegelartig übereinander gestapelt werden. Die Aufschiebungsrichtung ist Top nach SW. Im Bereich dieser Aufschiebungen sind die Sandsteinbänke gelegentlich plastisch verfaultet, die Oberkanten der Sandsteinbänke sind jedoch eben. Die Scherflächen verschwinden meistens innerhalb der Sandsteinbank. Die verfaulteten Sandsteinbänke werden von Dehnungsspalten durchschlagen, die ebenfalls parallel zu den Runzeln orientiert sind. Die C- und O-Isotopen der Zemente in den Spalten deuten ebenfalls auf eine frühe Entstehung der Spalten. Da die Runzelstrukturen nicht parallel zum Slumping, sondern quer dazu stehen und die Dimensionen der Runzeln nicht an die Dicke der Sandbänke, in denen sie auftreten, gebunden sind, wird eine tektonische Entstehung der Runzeln vermutet. Ein weiteres Indiz für tektonische Entstehung ist ihr Fehlen unterhalb der Aufschiebung in den Unterangerberger Schichten.

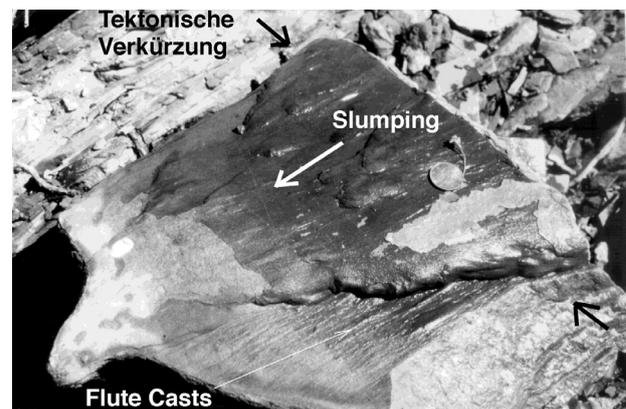


Abb. 1: Flute Casts an einer Bankunterseite werden von Aufschiebungen schräg abgeschnitten. Die schräge Orientierung der Rampen kommt durch die gleichzeitige Aktivität des Slumping zustande.

Abb. 2: Rampenbildung, Faltung und Dehnungsspalten in einer Sandsteinbank

Es wird folgendes Modell vorgeschlagen: Eine Rampen - Flachbahnstruktur kompensiert synsedimentäre Verkürzung im Ab-

gerungsraum der Unterangerberger Schichten. Kommt das Sediment zur ersten Rampe, so kommt es zur Einengung und Ausbildung von Runzeln an den Bankunterseiten. Beim Erreichen der ersten Flachbahn wird das Sediment wieder gedehnt, und es entstehen Dehnungsspalten, die die älteren Einengungsstrukturen durchschlagen. Zwischen zwei Rampenantiklinalen könnte es zur Kanalisierung von Turbiditströmen kommen, was die gleiche Ausrichtung von Strömungsmarken und Runzeln erklären würde. Die Top nach SW Aufschiebung ist, nachdem sie gerade abgelagertes, noch weiches Sediment überprägt, in ihrem Alter auf das mittlere Oligozän, oberes Rupel datierbar.

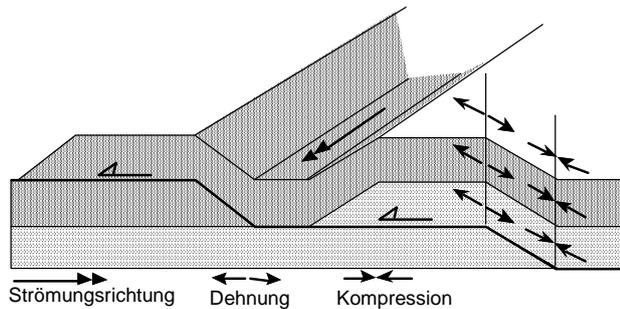


Abb. 3: Modell der Deformation der Unterangerberger Schichten

PALÄOGEOGRAPHIE UND PALÄOBIOGEOGRAPHIE IM OSTMEDITERRAN UND WESTLICHEN INDOPAZIFIK IM ZEITRAUM OBEROLIGOZAN/UNTERMIOZAN

Werner E. PILLER, Jürgen SCHLAF, Oleg MANDIC, Fritz F. STEININGER, Ulrike WIELANDT, Mathias HARZHAUSER, James H. NEBELSICK & Frithjof SCHUSTER

Institut für Paläontologie, Universität Wien; Forschungsinstitut und Museum Senckenberg, Frankfurt; Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen

Während des Oligozäns kam es zu einer weltweiten Abkühlung, was zur Bildung mächtiger Eisschilder auf dem antarktischen Kontinent und einem globalen Absinken des Meeresspiegels führte. Durch die Meeresspiegelabsenkung in Verbindung mit Kontinentalbewegung und regionaler Tektonik kam es außerdem zu einer Unterbrechung von Meeresverbindungen und einem Verschwinden der Tethys. Dies führte zur Entstehung zweier großer mariner Provinzen, der Atlantischen und der Indopazifischen, zwischen denen die Wanderung mariner Organismen unterbrochen war. An der Wende vom Oligozän zum Miozän (ca. 24 Millionen Jahre vor heute) begann eine neuerliche Erwärmungsphase, die zu einem deutlichen Meeresspiegelanstieg führte und damit zu einer großflächigen Überflutung von Landbereichen. Dies eröffnete neue Wanderwege für marine Organismen. Eine solche Verbindung wird im Gebiet des heutigen Zagros Gebirges und dessen Vorland angenommen. Da dieser Raum bisher völlig unzureichend untersucht wurde, ist aber weder die genaue Position dieser Meeresverbindung noch ihre exakte zeitliche Existenz noch deren paläobiogeographische Auswirkung bekannt.

Um diese für die jüngere globale Entwicklung wesentliche Frage zu lösen, werden im Bereich dieser ehemaligen Meeresverbindung (Iran) und deren Fortsetzung in das Ostmediterrän (Türkei, Griechenland, Ägypten) detaillierte geologische und paläontologische Feldstudien unternommen. Da die Entwicklung nicht nur durch "einfache" Klimaänderungen sondern durch ein Zusammentreffen bzw. eine Überlagerung verschiedener Faktoren, wie z. B. Kontinentaldrift und regionaler Tektonik, bestimmt wurde,

soll für einen Lösungsansatz eine Vielzahl geologischer, stratigraphischer und paläontologischer Daten erhoben und analysiert werden.

Erste Untersuchungen wurden im Zentraliran durchgeführt, wo 3 Profile in der Qom-Formation detailliert aufgenommen wurden. In den Profilen von Chalheghareh und Qom (>300 m Mächtigkeit) (Becken von Qom) entwickeln sich über kontinentalen Sedimenten (Lower Red Formation) flachmarine siliziklastisch/karbonatische Serien, die sehr fossilreich sind (Großforaminiferen, Echiniden, Mollusken, coralline Rotalgen). Im oberen Abschnitt des Profiles kommt es zu Evaporiteinschaltungen und nach weiteren flachmarinen Sedimenten folgen wieder kontinentale Ablagerungen (Upper Red Formation). Das Profil von Abadeh (Becken von Isfahan) (>160 m) beginnt an der Basis mit nummulitenführenden Mergeln, die ebenfalls von einer abwechslungsreichen siliziklastisch-karbonatischen, sehr fossilreichen (Großforaminiferen, Korallen, Mollusken, Echiniden, coralline Rotalgen) Wechselfolge überlagert werden. Biostratigraphische Daten sind derzeit noch ausständig.

DIE OBEROZÄNEN ROTALGENKALKE ("LITHOTHAMNIENKALK") DER OBERÖSTERREICHISCHEN MOLASSEZONE

Michael RASSER & Werner E. PILLER

Institut für Paläontologie, Universität Wien

Das Obereozän der oberösterreichischen Molassezone, aus ca. 200 Bohrungen der Rohöl AG bekannt, enthält bis zu 80 m mächtige Rotalgenkalke, die unter dem Begriff "Lithothamnienkalk" bekannt sind.

Die obereozänen Sedimente transgredieren auf eine morphologisch stark differenzierte mesozoische Plattform. Die vielfältige Morphologie dieses Untergrundes wird vorwiegend durch im Zeitbereich späteste Kreide bis frühestes Alttertiär angelegte, NW-SE und NNW-SSE streichende Störungen verursacht. Eine dreidimensionale Rekonstruktion des prätertiären Untergrundes zeigt entsprechende Horst- und Grabenstrukturen, welche den obereozänen Ablagerungsraum in verschiedene Einzelbecken gliedern. Die markanteste Hochzone ist die Zentrale Schwellenzone als Verlängerung des Landshut-Neuöttinger Hochs.

Die Transgression des Obereozäns erfolgte von SW nach NE. So kommt es zur Ausbildung von limnisch-fluviatilen Sedimenten und flachmarinen Sanden, welche vor allem im NE limnischen Einfluß zeigen. Über den marinen Sanden und diesen zwischengeschaltet folgen Rotalgenkalke ("Lithothamnienkalk"). Weiter im SW, einem Bereich mit verstärkter Subsidenz, kommt es zur Bildung von mit Rotalgenkalcken verzahnten Nummulitenkalcken, Discocylinenmergeln und im Hangenden schließlich Globigerinenmergeln.

Der Übergang von den terrigenen Sedimenten in die Rotalgenkalke erfolgt in der Regel kontinuierlich. Die Wuchsformen der Corallinaceen sind in diesem Bereich im wesentlichen von der Korngröße der terrigenen Sedimente abhängig. In tonigem Sediment kommt es zur Ausbildung von Corallinaceen-Bindstones, die aus dem Sediment aufliegenden Corallinaceenkrusten bestehen; in den vorherrschenden Quarzsandsteinen hingegen kommt es zur Bildung von Corallinaceenästchen.

Die Rotalgenkalke erreichen ihre größten Mächtigkeiten im Bereich der Zentralen Schwellenzone. Entgegen der vielfach publizierten Interpretation handelt es sich dabei jedoch um kein Riff, sondern lediglich um Akkumulationen von Corallinaceenästchen (Maerl) und -knollen (Rhodolithen), die kein zusammenhängendes Gerüst bilden. Korallen kommen nur als Solitärformen vor.

Die Rückkipfung von N-S Profilen unter Berücksichtigung der tektonischen Abschiebungen ergibt Höhendifferenzen von weit über 200 m zwischen den Hoch- und Tiefzonen. Da derartige

Rotalgenakkumulationen nicht in diesen Tiefen entstehen können, und da sich das Obereozän mit kontinuierlicher Mächtigkeit von max. 110 m der Morphologie anpaßt, dürfte es sich um posteozeäne Aufwölbungen (fault propagation folds) im Zuge der Beckeninversion handeln.

Ein wesentliches Problem ergibt sich bei der Korrelation der Bohrprofile. Weder Biostratigraphie (fehlende verwertbare Fossilien) noch Seismik (zu geringe Auflösung) konnten hier bisher Hinweise liefern.

Diese letztgenannten Probleme sollen nun anhand von weiterführenden Detailuntersuchungen der Rotalgenassoziationen geklärt werden. Weitere zukünftige Schwerpunkte werden sich auf die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes und die Entwicklung der Rotalgenassoziationen konzentrieren. Schließlich sollen paläobiogeographische Vergleiche mit zeitgleichen Rotalgenvorkommen von Mediterran und Paratethys vorgenommen werden.

HOCHAUFLÖSENDE STRATIGRAPHIE

Diethard SANDERS

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Die Geschichte der Stratigraphie ist von der Debatte um die chronostratigraphische Signifikanz stratigraphischer Einheiten gekennzeichnet. Die Sequenzstratigraphie ist aus der stratigraphischen Interpretation reflexions-seismischer Profile entstanden. Zwei Interpretationen machten die Sequenzstratigraphie sehr attraktiv, (1) eine Sequenz ist das Produkt einer vollständigen Meeresspiegelschwankung, (2) Sequenzgrenzen bilden sich erdweit gleichzeitig (infolge glazieo-eustatischer Meeresspiegelschwankungen). Vor allem quartärgeologische und geophysikalische Daten zeigten aber, dass gerade glazieo-eustatische Meeresspiegelschwankungen nicht erdweit gleich sein können.

Die Parasequenzgrenzen, die in den Sequenzmodellen vom paraischen Milieu bis zum Fuss des Abhangs durchgezogen sind, sind vor allem am Schelf als Faziesübergänge an marinen Flutungsflächen erkennbar. In anderen Positionen sind diese Faziesübergänge bzw. Flächen oft schwierig oder nicht lokalisierbar. Dies wurde vor allem durch die Bemühungen um hochauflösende Stratigraphie gezeigt. Bei der feldgeologischen Anwendung der Sequenzstratigraphie treten daher oft Zweideutigkeiten in der Korrelation von Parasequenzen und ganzen Parasequenz-Paketen auf. Akkumulation und Erosion werden vom base-level ("Erosionsbasis") gesteuert. Der base-level ist von vielen Faktoren kontrolliert, nicht nur vom Meeresspiegel. Eine Schwankung des base-level kann in einem Bereich als geologisch erkennbarer Wechsel aufgezeichnet sein, in einem anderen Bereich nicht. Dieses Phänomen ist für Parasequenzen, Parasequenzbündel und Sequenzen dokumentiert.

Heute werden in einem zunehmenden Ausmass "high-frequency sequences" bekannt. Deren Grenzen werden seitlich oft über relativ kurze Distanzen unerkennbar. Die landwärtigen Ausläufer von high-frequency sequences können sich auf eine einzige Parasequenz oder wenige Parasequenzen mit ähnlichen Charakteristika beschränken. Ohne grössere seitliche Kontrolle oder deutliche Hinweise auf erzwungene Regression können solche Parasequenzen/-pakete z. B. in paraischen zyklischen Abfolgen kaum eindeutig als Teil einer eigenen high-frequency sequence erkannt werden. Verschiedene Computersimulationen (z. T. mit sehr unterschiedlichen methodischen Ansätzen) von Ablagerung und Erosion zeigen, dass auch bei völlig unregelmässigen (random-walk) oder zufälligen Schwankungen des Akkomodationsraumes Schichtsäulen erzeugt werden, die sehr ähnlich natürlichen Schichtsäulen sind. Die grob lognormale Verteilung von Bankungsdicken und wahrscheinlich auch Schichtlücken mag auf stochastische oder nicht-deterministische Steuerung der Sedimentakkumulation hindeuten. Die alte Debatte um die weltweite Korrelierbarkeit stratigraphischer

Einheiten ist nach wie vor offen. Wesentlich sind die neuen Erkenntnisse, die bei der Fortführung der Debatte anfallen. In der ständigen Abwandlung, Verfeinerung oder Neueinführung von stratigraphischen/sedimentologischen Modellen spielen feldgeologische Daten eine tragende Rolle.

OBERTRIADISCHE KARBONATPLATTFORMEN IN DEN JULISCHEN ALPEN (SLOWENIEN)

Jürgen SCHLAF

Institut für Geologie, Universität Wien

Die mächtigen Triasserien der Julischen Alpen (Slowenien) sind in sedimentologischer und paläogeographischer Hinsicht schlecht untersucht. Seit ca. einem Jahr wird versucht, obertriadische Karbonatplattformen dieser Region dementsprechend zu analysieren. Diese Untersuchungen sollen auch ein Versuch sein, paläogeographische Vorstellungen über die Julischen Alpen zu entwickeln und ihre Beziehungen zu anderen Triasgebieten (Karawanken, Steiner Alpen, Dolomiten) zu diskutieren. Ausgangspunkt dieser Analysen ist das Vrata Tal, wo der Rand und Hang einer nach SSW progradierenden unternorischen Karbonatplattform gut aufgeschlossen ist.

Die Progradation beginnt an dieser Lokalität an der Wende Karn/Nor, wobei ein tivalisches tiefermarines Becken mit Karbonatklastika (Breccien, feinkörnige und grobkörnige Turbidite, grain flows) flachmariner Herkunft beliefert wird. Die Ablagerungen dieses Plattformvorstoßes bilden eine ca. 280 m mächtige massive Bank ohne interne Schichtfugen. Die Schüttungen dieser beginnenden Progradation werden von einer Karbonatplattform mit flachen Hangwinkeln hergeleitet, da keine Klinoforme entwickelt sind und die karbonatklastischen Schüttungen das gleiche Einfallen wie die unterlagernden oberkarnischen Beckensedimente zeigen. Aus dieser progradierenden Plattform entwickelt sich dann noch im unteren Nor ein rimmed shelf mit nach oben konkaven Klinoformen (ca. 400 m mächtig), die deutlich steiler einfallen, als die unterlagernden Einheiten. Die proximalen Klinoforme zeigen eine für Karbonathänge außergewöhnliche Zusammensetzung. Sie bestehen aus Bivalven-reichen floatstones, die mit dicht gepackten Muschelschillen wechsellagern. Diese Bivalven-reichen Hangsedimente verzahnen mit Riffbildungen des Plattformrandes. Für die proximalen Klinoforme konnten Hangwinkel von 20-30° rekonstruiert werden, die dann beckenwärts flacher (10-20°) werden. Die distalen Hangsedimente werden von peloidal wacke-, pack- und grainstones aufgebaut. In diese feinkörnige Abfolge sind Bivalven-reiche floatstones eingeschaltet, die zahlreiche PISOIDE enthalten. Einige Bänke des distalen Hanges keilen beckenwärts aus. Während des unteren Nor ist diese Plattform um mindestens 3,5 km nach SSW progradiert.

Für den rimmed shelf läßt sich folgendes Faziesbild entwerfen: Riffe am Plattformrand werden von einem Plattformhang gesäumt, auf dem zahlreiche byssustragende Bivalven gesiedelt haben. Distale Hangabschnitte sind vom oberen Hang gravitativ mit feinkörnigen, Peloid-reichen Sedimenten beliefert worden. Grobkörnige, Bivalven- und PISOID-reiche Einschaltungen sind das Resultat außergewöhnlicher sedimentologischer Ereignisse. Hier kann man Erdbeben oder schwere Stürme als auslösende Mechanismen annehmen, die große Massen des oberen Hanges instabil werden ließen und verantwortlich sind für grobkörnigen Sedimenteintrag. Zahlreich vorhandene PISOIDE in diesen grobkörnigen Schüttungen weisen auf oftmalige subaerische Exposition und meteorische Diagenese der Plattform hin.

Der Nachweis beckenwärts auskeilender Schüttungen (sowohl feinkörnige als auch grobkörnige) hat vor allem für zyklostratigraphische Untersuchungen an Beckenturbiditen weitreichende Konsequenzen. Das Erfassen eventuell vorhandener Zyklen in Beckensedimenten ist bei gravitativ eingetragener Plattform-

material von der Lage der aufgenommenen Profile abhängig. Je nach Profilposition werden einmal Schüttungen erfasst und gehen in die zyklustratigraphische Analyse ein, oder sie finden durch ihr Auskeilen keine Berücksichtigung. Demnach sind in Beckenturbiditen nachweisbare Zyklen mit äußerster Vorsicht als Milankovitch-Zyklen zu interpretieren.

FLUORESZENZ-MIKROSKOPIE IN DER SEDIMENTPETROGRAPHIE

Christoph SPÖTL

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

Trotz eines stetig wachsenden Fuhrparks an ausgefeilten analytischen Methoden bildet eine fundierte licht-mikroskopische Analyse die Basis von sedimentpetrologischen Untersuchungen. Nicht selten jedoch stellt sich eine petrographische Untersuchung als schwierig heraus, etwa bei diagenetisch alterierten Karbonatgesteinen. Je nach Fragestellung werden daher zusätzliche Methoden angewandt, die von einfachen (z. B. FOLK'S Weißblatt-Technik Färbemethoden) bis zu komplexen und auch häufig geräteintensiven reichen (z. B. Kathodolumineszenz, Rückstreuелеktronen-Abbildung).

Eine in der Sedimentpetrologie noch wenig bekannte Methode ist die UV/Blau- (Epi-)Fluoreszenz-Mikroskopie, Standardmethode in der Kohlepetrographie, aber auch in den Biowissenschaften. Das Potential dieser Methode wurde zwar bereits vor gut 10 Jahren illustriert (DRAVIS & YUREWICZ, J. Sed. Petrol. 1985); sie fristet jedoch zu Unrecht weiterhin ein Schattendasein in sedimentgeologischen Labors. Es bestehen zwei Hauptprobleme, das einer breiteren Anwendung dieser Methode entgegenzustehen scheinen. Erstens die Schwierigkeit der Vergleichbarkeit von Spektralfarben und deren Intensitäten bei Benützung unterschiedlicher Anregungsquellen, Mikroskop-Optik, Präparation und Filmtyp (das gleiche Problem plagt natürlich auch die Anwender der Kathodolumineszenz). Und zweitens die im Detail wenig untersuchte Frage nach den physiko-chemischen Ursachen dieser Lumineszenz. Abgesehen von der durch Seltene Erden verursachten (namensgebenden) Fluoreszenz im Flußspat wird die Fluoreszenz in Sedimentgesteinen durch organische Verbindungen im Gestein aktiviert: Die meisten flüssigen Kohlenwasserstoffe (vor allem die darin vorkommenden aromatischen Verbindungen - siehe Fluideinschluß-Forschung), organische Ester, Fulvin- und Huminsäuren und deren Salze. Detaillierte Untersuchungen mit möglicher genetischer Aussagekraft stehen erst am Anfang.

Nichtdestoweniger ist die (Epi-)Fluoreszenz-Mikroskopie für viele petrographische Fragestellungen eine sehr interessante Methode, relativ preisgünstig und einfach zu handhaben. Ihr Hauptpotential liegt gegenwärtig primär im Erkennen von textuellen Beziehungen in Dünnschliffen, die weder im normalen Durchlicht noch unter Kathodolumineszenz erkenntlich sind (letzte ruht auf gänzlich anderen physikalischen Grundlagen als die Fluoreszenz-Mikroskopie und eignet sich daher sehr gut als ergänzende Methode), z. B. das Erkennen unterschiedlicher Zement-Generationen, "ghost structures", biogene Strukturen, u. ä. m. Die Methode ist eine Art micro-mapping der Verteilung organischer Substanz in einer Probe und detektiert diese auch in Quantitäten, die mit konventioneller Lichtmikroskopie nicht mehr erkannt werden können.

Eigene Erfahrungen, die sich mit Angaben aus der Literatur decken, zeigen, daß generell mit breitbandiger UV+Blau- (Epi-)Anregung (Spektralbereich 365-440 nm) bessere Erfolge erzielt werden als mit der energie-reicheren Anregung im reinen langwelligen UV (meist 365 nm). Beobachtungen werden i. d. R. auf Diafilm festgehalten, wobei wahlweise auf normales und polarisiertes Durchlicht umgeschaltet werden kann. Voraussetzung sind nicht-abgedeckte Dünnschliffe (auch Anschliffe), am besten solche mit polierter Oberfläche. Achtung: Klebstoffe, die zur Dünnschliff-

Herstellung benützt werden, verursachen ebenfalls i. d. R. Fluoreszenz.

Fluoreszenz-Mikroskopie wurde mit Erfolg bei der Untersuchung von biogenen Karbonaten, Speleothemen, und sogar chert angewandt. Besonders Karbonate biogener Entstehung eignen sich sehr gut für fluoreszenzmikroskopische Untersuchungen. Im Gegensatz dazu zeigen Karbonatminerale, die bei erhöhten Temperaturen im Zuge des tieferen Versenkungsstadiums ausgefällt bzw. umkristallisiert sind, generell nur schwache bis fehlende Fluoreszenz. Silikate zeigen i. a. keine signifikante Fluoreszenz (Ausnahme: sedimentäre cherts).

TEKTONIK UND SEDIMENTATION IN OBERKRETAZISCHEN PULL-APART BECKEN DER KALKALPEN

Michael WAGREICH & Kurt DECKER

Institut für Geologie, Universität Wien

Die Gosauschichtfolge im Bereich von Gosau-Abtenau kann in einen tieferen Abschnitt (Untere Gosau Subgruppe) mit terrestrisch-flachmariner Sedimentation, und einen höheren Abschnitt (Obere Gosau Subgruppe) mit tiefmarinen Ablagerungen geteilt werden. Die Untere Gosau Subgruppe zeigt eine Entwicklung von terrestrischen Schwemmfächer-Konglomeraten über Fan-Delta-Sedimente mit retrogradierenden Parazyklen zu flachmarinen Sandsteinen und Schelfmergeln mit Tempestiten. Die Beckenfüllung wurde in einem etwa 25 km langen und 10 km breiten Pull-Apart-Becken abgelagert und repräsentiert einen Zeitraum von etwa 6 Ma (spätes Turon bis frühes Campan). Eine Beckenfazies mit einer Mächtigkeit von 1000 m steht einer zeitgleichen Randfazies mit nur 30 bis 80 m Mächtigkeit gegenüber.

Tertiär reaktivierte, etwa NW-SE verlaufende, dextrale Seitenverschiebung begrenzen das Becken. Synsedimentäre Abschiebungen sind sowohl am NW-Rand des Beckens als auch an dessen SE-Rand aufgeschlossen. Die Mindestsprunghöhe dieser Abschiebungen lassen sich mit 700 m bzw. 500 m angeben. Im Basement des Beckens sind oberkretazische Extensionsspalten zu finden. Aus den Abschiebungen und den Extensionsspalten wurde ein Extensionsbetrag von 6-18 % rekonstruiert.

Numerische Subsidenzmodellierungen (Pitman-Modell bzw. Zweilag-Modell) zeigen Übereinstimmungen mit der Subsidenzkurve bei Extensionswerten zwischen 5 und 15 %, wobei die Extension weitgehend auf die Kruste beschränkt bleibt und der Wärmefluß kaum erhöht ist.

AKTUOPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN MOLLUSKENASSOZIATIONEN IN DER NÖRDLICHEN BUCHT VON SAFAGA (ROTES MEER, ÄGYPTEN)

Martin ZUSCHIN

Institut für Paläontologie, Universität Wien

Die Ziele, Methoden und vorläufigen Ergebnisse eines FWF-Projektes über die Molluskenverteilung in einer subtropischen Flachwasserbucht (Wassertiefen < 50 m) werden vorgestellt.

Die Ziele

Eine Grundlage für einen Vergleich zwischen rezenten und fossilen Molluskenvergesellschaftungen soll geschaffen werden. Neben einer möglichst detaillierten Erfassung der Artenzusammensetzung sollen Ökophänotypen, Ernährungsstrategien, Abhängigkeit von

Wassertiefen (Licht ist wichtig für zooxanthellate Mollusken) und Substratbeziehungen herausgearbeitet werden. Dies soll den Vergleich mit fossilen Molluskenassoziationen erleichtern.

Die Methoden

Grundsätzlich unterscheidet sich die Probennahme auf Hartsubstraten von der in Sedimenten.

Quantitative Proben auf Hartsubstraten werden mittels eines 1/4 m² Aluminiumrahmens genommen, mit dessen Hilfe die Oberfläche besammelt wird. Die Bestimmung der Mollusken erfolgt auf Hartsubstraten meist vor Ort (unter Wasser), da hauptsächlich inkrustierende oder byssate Mollusken angetroffen werden. Bei dieser Art der Probennahme werden vor allem "Makro-Mollusken" erfaßt und es können verschiedene taphonomische Kriterien (v. a: lebend/tot) berücksichtigt werden.

Die Molluskenfauna von Sedimenten wird quantitativ aus "Topfproben" (definiertes Volumen) ermittelt. Der Schwerpunkt liegt hier auf "Mikromollusken", welche vielfach sedimentbildend auftreten. Ihre Bestimmung erfolgt ausschließlich unter dem Binokular. Taphonomische Kriterien, die bei "Mikromollusken" berücksichtigt werden können, sind vor allem der Grad der Fragment-

ierung oder das Verhältnis von linken zu rechten Klappen bei Bivalven.

Vorläufige Ergebnisse

Hartsubstrate: Die untersuchten Hartsubstrate (Riffdach, Riffhang, coral carpets, subtidale und intertidale Hartgründe) unterscheiden sich nicht nur durch ihre Artenzusammensetzung, sondern auch durch unterschiedliche lebend/tot - Verhältnisse und Ernährungstypen. Entlang eines Transektes mit zunehmender Schwebfracht im Wasser wird der Wechsel der Bivalvenzusammensetzung von einer zooxanthellaten (*Tridacna*, *Pedum*) zu einer suspensionsfressenden (Austern, Spondylidae, Chamas) Gemeinschaft demonstriert.

Sedimente: Neben dem Individuenreichtum aller bisher untersuchten Sedimente (Schlamm, Sand zwischen patch reefs, Riffhang, schlammige Sande, Mangrove, Seegras) ist der Artenreichtum insgesamt das auffälligste Kriterium. Von den geschätzten 1600 Mollusken - Arten im Roten Meer sind im Untersuchungsgebiet mindestens 500 vertreten. Die meisten davon sind Mikromollusken und zur Fazies- Charakterisierung hervorragend geeignet.

2. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 08. November 1997

Organisation: Hans-Jürgen GAWLICK & Reinhard SACHSENHOFER

Kurzfassungen

DIE SEDIMENTÄREN STRUKTUREN DES DEVONISCHEN MUTH QUARZITES IM PIN VALLEY (SPITI, INDIEN)

Erich DRAGANITS

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Die Sedimente der Tethys Zone am Nordrand des indischen Subkontinentes reichen in ihrer Stratigraphie vom Präkambrium bis ins Eozän. Innerhalb dieser Sedimentserien stellt der Muth Quarzit (STOLICZKA 1865) durch seine auffällig weiße Farbe einen leicht kartierbaren Leithorizont dar, der im gesamten nordwestlichen Himalaya, von Kashmir bis Nepal, verfolgbar ist.

Trotz dieser Bedeutung für die überregionale Korrelation der Serien ist das genaue Alter dieser Einheit noch immer unklar und sein Ablagerungsmilieu steht in Diskussion. Durch das vollständige Fehlen von Körperfossilien schwanken die Altersangaben in der Literatur zwischen oberem Silur und oberem Devon. Der Fund von zahlreichen, zum Teil sehr großen Arthropoden Lebensspuren im vergangenen Jahr und die sedimentologischen Untersuchungen der diesjährigen Geländearbeit sollen Aufklärung in diese Fragestellungen bringen.

Die Tethys Zone in Spiti wurde während der Himalaya Orogenese in großräumige, aufrechte Falten deformiert, mit NNW-SSE streichenden Faltenachsen und Wellenlängen von etwa 5 km (FUCHS 1982). Der Muth Quarzit stellt in diesen Sedimenten eine verhältnismäßig kompetente Lage dar, weshalb er kaum Sekundärfalten ausbildet und die sedimentären Strukturen sehr gut erhalten sind. Die Metamorphose in diesem Gebiet erreicht maximal die untere Epizone.

Im Pin Tal, SE Mikkim, ist der Muth Quarzit in einem etwa 2 km

langen Bereich in einer aufrechten, horizontalen Antiform aufgeschlossen. Der Muth Quarzit entwickelt sich in diesem Bereich mit einem mehr oder minder graduellen Übergang aus crinoidenreichen Flachwasserdolomiten des Pin Dolomits. Der Kontakt zur hangenden Lipak Formation ist nicht aufgeschlossen, aber Vergleichsprofile in der Nähe der Typlokalität bei Muth zeigen ebenfalls einen graduellen Übergang mit grauen Quarziten wechselnd mit quarzitischen Dolomiten.

Das Aussehen des Muth Quarzites ist über sein weites Verbreitungsgebiet relativ einheitlich. Die Formation besteht überwiegend aus dickbankigen, weißen bis hellgrauen, muren bis supermuren Quarzareniten, in die im obersten Bereich sandige Dolomite und Dolomite eingeschaltet sein können. Auch bei Mikkim finden sich bis auf den allerobersten Bereich über das gesamte Profil hinweg keinerlei pelitische oder karbonatische Lagen. Subhorizontale Lamination wechselt ab mit schräggeschichteten Bänken mit stark variierenden Mächtigkeiten zwischen 5- 450 cm und tangentialen, konkaven *foresets*. Nach dem Ausglätten der Antiform ergibt das Einfallen der *foresets* einen dominierenden Sedimenttransport ungefähr nach NE mit einem untergeordneten Transport nach SW. Nur in einigen wenigen Fällen findet sich klassische *herringbone cross-bedding*.

Das weitere sedimentäre Strukturinventar umfaßt auszugsweise *scour remanent ridges*, *undulating lamination*, *sand dykes* und *sand vulcanoes*, die in einigen Fällen spektakulär aufgeschlossen sind. Die Auswertung der Geländedaten ist derzeit noch in Arbeit und eine Interpretation noch verfrüht, doch kann man anhand von den sedimentären Strukturen, die in der Literatur häufig gehegte Vermutung einer äolischen Ablagerung des Muth Quarzites, verneinen. Für den Ablagerungsraum des Muth Quarzites wird hier grob umrissen ein strandnahes *foreshore - backshore environment* wahrscheinlich, was auch durch die Arthropoden Lebensspuren, überwiegend Eurypteriden und Myriapoden, und deren Aussehen unterstützt wird.

Diese Arbeit wird durch den FWF (Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) unter der Projektnummer P-11765-Geo finanziell unterstützt.

Literatur

- FUCHS, G., 1982. The geology of the Pin valley in Spiti, H.P., India. - Jb. Geol. B.-A., **124/2**: 325-359.
- STOLICZKA, F., 1865. Geological section across the Himalayan mountains of Wangtu Bridge on the river Sutlej to Sungdo on the Indus: with an account of formation of Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from the district. - Mem. Geol. Surv. India, **5**: 1-173.

FAZIESENTWICKLUNG UND LITHOSTRATIGRAPHIE IM OBERMIOZÄN DES ZENTRALEN GNASERBECKEN (SÜDOSTSTEIERMARK)

Martin Groß

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Eine informelle lithostratigraphische Neugliederung und die fazielle Entwicklung oberarmatisch-unterpannoner Sedimente im Gebiet Paldau-Perlsdorf (ÖK 191, Kirchbach) wird diskutiert, der biostratigraphische Inhalt kritisch betrachtet. Das Hauptinteresse liegt auf der faziellen Analyse der fluviatilen Bildungen innerhalb der "Kapfensteiner Schichten".

Die vorwiegend durch Bohrprofile der RAG bekannten "Mühl-dorfer Schichten" umfassen bisher ins "Obersarmat" gestellte Sedimente (*granosum*-Zone) und vermutlich unterspannonische Abfolgen (Zone A). Lithostratigraphische Position und lithologische Ausbildung weisen diese Einheit als Member der Gleisdorf Formation (FRIEBE 1994) aus. Im Raum Feldbach kommt es im höheren Obersarmatium zur Ausbildung fluviatil-deltaischer Bereiche, deren Entwicklung durch einen kurzfristigen Meeresspiegelanstieg unterbrochen wird. Regressive Tendenzen im Grenzbe-reich Sarmatium-Pannonium erschweren eine biostratigraphische Einordnung.

Eine weiträumig nachweisbare Transgression der bereits stark ausgesüßten Paratethys (=Pannonischer See) zeichnet sich durch typische "Congerien-führende Siltbänke" (*Congeria ornithopsis* BRUSINA) ab. Dieses markante Schichtglied bildet die Basis der "Congerien-Schichten" (Zone B-C?), die in zwei Member gegliedert werden kann. Die höheren Anteile der "Congerien-Schichten" leiten über limnisch-deltaische Sedimente mit lokalen Braunkohlenbildungen (Hanna-Grube) eine vorwiegend fluviatile Phase ein ("Kapfensteiner Schichten", Zone B?-C).

Kiesig-sandige Mäanderflüsse progradieren. Der Abfluß konzentriert sich auf Mäandergürtel mit begleitenden, vermutlich gut entwässerten Überschwemmungsebenen. Die autogenen Prozesse dieses Flußsystems werden anhand von Fallstudien erläutert. Daneben bestehen "Rest"-Seen mit unklarer Verbindung zum Pannonischen See. Die Akkumulation geringmächtiger Kohlenflöze (Carolinen-Grube) wird durch hohen Grundwasserspiegel (poorly drained swamp) im Übergangsbereich Mäandergürtel - "Rest"-Seen ermöglicht. Eine Ingression, die durch limnisch-?deltaische Ablagerungen mit schwach brackischen Faunenelementen gekennzeichnet ist, unterbricht diese Entwicklung. Erstmals im zentralen Gnaser Becken nachgewiesene Florenasoziationen (GROSS 1997) sprechen ebenfalls für diese fazielle Umgestaltung. Grobklastika ("Kirchberger Schotter") markieren die Hangendgrenze der "Kapfensteiner Schichten".

DIE MIOZÄNEN SEDIMENTE IN DEN BRAUNKOHLETAGEBAUEN OBERDORF UND ZANGTAL (N-VOITSBERG, W-STEIRISCHES TERTIÄRBECKEN) FWF-PROJEKT: SEDIMENTOLOGIE UND STRATIGRAPHIE IM KÖFLACH/VOITSBERGER BRAUNKOHLEREVIER

Margit HAAS

Institut für Petrologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

In Zusammenarbeit mit den Projekten "Paläomagnetik und Magnetostratigraphie", "Reflexionsseismik", "Paläobotanik", "Paläozoologie" und "Kohlenpetrographie" sollen die Wechselbeziehungen zwischen den sedimentologischen Bildungsbedingungen, dem prätertiären Untergrund, den fossilen Floren und Faunen und der Entstehung der Kohle untersucht werden.

Im **Tagebau Oberdorf** wurde das Liegende des Hauptflözes, das mächtige flözteilende Hauptzwischenmittel sowie die Hangendabfolge untersucht. Im unmittelbar angrenzenden **Tagebau Zangtal** wurden die siliziklastischen Sedimente des Muttlkogels, die eine eigenständige Entwicklung gegenüber dem Tagebau Oberdorf darstellen, untersucht. Eine environmentanalytische Interpretation an den vertikalen Geländeprofilen und Bohrkernen wurde mittels makroskopischer, mikroskopischer (Diagenesebeurteilung), granulometrischer, röntgendiffraktometrischer und organischer Kohlenstoff-bestimmender Methoden durchgeführt und zusätzlich durch die Bestimmung des Liefergebietes mittels Schwermineralanalyse ergänzt.

Die siltig-tonige Sedimentabfolge im **Liegenden des Hauptflözes** entspricht der Randfazies eines fluviatilen Environments („floodplain“- ,„crevasse deposits“), welche im basalen Bereich geringmächtige grobklastische Rinnensedimente erkennen lassen. Das häufige Auftreten von frühdiagenetisch gebildetem Siderit setzt eine hohe Karbonat-Ionenkonzentration und eine nur niedrig wirksame Sulfid-Ionenkonzentration voraus. Solche Bedingungen sind in Porenwässern der Sedimente marin beeinflusster Environments auf Grund des hohen Sulfatgehaltes nur selten der Fall.

Das **Hauptzwischenmittel** trennt am Ostrand der Ostmulde das Flöz in ein Ober- und ein Unterflöz und es dünnt dem Muldenzentrum zu aus. Die sedimentologischen Verhältnisse entsprechen einer betont sandig-siltigen Entwicklung, welche mit randfazialen Ablagerungen eines „winded river systems“ in Verbindung gebracht werden kann. Die Sedimente des Haupt-zwischenmittels zeigen jedoch auch untergeordnet Charakteristika eines „River-Delta-Environments“.

Das Auftreten von Fusit ist ein Indikator für das Vorhandensein von Waldbränden. Derartige Ereignisse sind aus rezenten subtropischen bis tropischen Sumpfgeländen bekannt und besitzen einen systemregulierenden Faktor. Die Hangendentwicklung unterscheidet sich lithologisch und schwermineralanalytisch deutlich von den Liegenden Einheiten, wobei die abschließenden Analysen noch in Arbeit sind.

Das Profil **Muttlkogel** im **Tagebau Zangtal** stellt eine eigenständige Sedimentationsentwicklung gegenüber dem unmittelbar angrenzenden Tagebau Oberdorf dar. Die Abgrenzung der beiden unterschiedlichen Sedimentationsräume erfolgt durch eine tektonische Schwelle im Übergangsbereich der beiden Tagebaue.

Die basalen Sedimente sind „channel deposits“, welche mit Sedimenten einer fluviatilen Randfazies alternieren. Das liegende „high-gradient fluvial system“ geht weiters in die Ablagerung von Deltasedimenten über und wird zunehmend ein „low-gradient fluvial system“ im Hangenden. Die siliziklastische Sedimentation endet letztlich mit einer limnischen Entwicklung im unmittelbaren Liegendbereich des Zangtal Oberflözes.

Mittels der **Schwermineralanalyse** sind zwei unterschiedliche Erosionsgebiete eruiert worden. So ist im Hauptzwischenmittel

des Tagebaues Oberdorf ein Granat-Chloritoid dominiertes Schwermineralspektrum charakteristisch (Einzugsgebiet: Obere Grünschieferfazies, bzw. ist die Einbringung von aufgearbeiteten Gosasedimenten nicht auszuschließen). Im Tagebau Zangtal wird hingegen ein Granat-Grüne Hornblende-Stauroolith-Zoisit (+Epidot +Klinozoisit) dominiertes Spektrum deutlich (Einzugsgebiet: Amphibolitfazies). Das Liegende des Hauptflözes ist extrem schwermineralarm und für eine statistische Auswertung daher nur bedingt geeignet. Die Schwerminerale der Hangendabfolge sind in Arbeit.

SEDIMENTOLOGISCHE UND PALÖKOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN VON SILIZIKLASTISCH BEEINFLUßTEN RIFF - BECKEN KONFIGURATIONEN - MUT BECKEN, SÜDLICHE ZENTRALTÜRKEI (UNTERMIOZÄN)

Mathias HARZHAUSER¹, Oleg MANDIC², Jürgen SCHLAF³ &
Werner E. PILLER³

¹ Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt/Main, ² Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien, ³ Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Im Becken von Mut (südliche Zentraltürkei) ist eine untermiozäne (Burdigalium) Riff – Becken Konfiguration vorhanden, deren palökologische Entwicklung und ihre Reaktion auf relative Meeresspiegelschwankungen untersucht wurde.

Miozäne Sedimente des Mut Beckens transgredieren auf einen morphologisch differenzierten Untergrund, der durch die Überschiebungstektonik während der Tauridenorogenie gebildet wurde. Die untersuchten Profile beginnen mit ca. 25 m mächtigen, schrägschichteten fluviatilen Sandsteinen und Konglomeraten. Sie werden von grauen Siltsteinen, Sandsteinen und Tonen überlagert, die eine flachmarine Molluskenfauna beinhalten (*Potamides (Pirenella) pictus*, *Potamides (Terebralia) bidentatus*, *Anadara diluvii*, *Corbula carinata*, *Pitar polytropa*, *Mytilus aquitanicus*). Darüber folgen tonig beeinflusste Korallenkalke (2-3 m mächtig), die lateral über 3 km verfolgt werden können. Diese große laterale Ausbreitung im Zusammenhang mit fehlendem Relief läßt diese Bänke als Korallendickichte interpretieren. An der Basis sind diese Korallenkalke durch plattige *Porites*-Kolonien charakterisiert, die nach oben durch verzweigte Korallen abgelöst werden. Die Matrix zwischen den Korallen wird von einem mergeligen, bioklastischen packstone - wackestone gebildet. Die Korallenbiostrome gehen in 20 m mächtige Tone und Silte über in denen seltene Einschaltungen von dünnen Lagen aus Mollus-kenschutt vorkommen. Die Tone führen eine Molluskenfauna, die dem Flachwasser zuzuordnen ist (*Ostrea gryphoides*, *Nerita plutonis*). Damit sind diese Tone keiner transgressiven Entwicklung zuzuordnen sondern repräsentieren eine relative Meeresspiegel-absenkung. Während dieser wurde feinkörniges siliziklastisches Sediment in das karbonatdominierte Milieu eingetragen, was zum Absterben des Korallenwachstums führte.

Über der lateral weithin verfolgbaren tonigen Einheit entwickelt sich ein Karbonatsedimentationssystem, in dem sich verschiedene Riffkörper mit kleineren Becken lateral verzahnen. Die Riffkörper (bis 80 m mächtig) werden in der Hauptsache von Korallen (*Porites*) und corallinen Rotalgen aufgebaut und haben Hangneigungen bis zu 15°. Sedimente aus den Riffen werden nur über kurze Distanzen in die Zwischenriffgebiete transportiert. Außerdem zeigen die Riffe kaum nennenswerte Progradation, sondern eine erste Aggradationsphase wird von einer Retrogradation abgelöst. Die Riffe zeigen verkarstete Oberflächen. Lateral verzahnen sich die Riffkörper auf komplizierte Art mit den Interriff-Sedimenten, die von mehreren Kalk - Mergel - Paketen

gebildet werden (Gesamtmächtigkeit <10 m). Diese Sedimente repräsentieren packstones mit planktonischen Foraminifern und weisen auf eine Wassertiefe von 20 - 50 m hin. In den zentralen Teilen der Becken gibt es keinerlei Riffschutt. Die Serie wird durch feinkörnige Siliziklastika abgeschlossen, die onlap-Strukturen an den Riffkörpern bilden und diese schließlich auch überdecken. Als Hauptgrund für die Retrogradation und das Absterben der Riffe und Korallendickichte kann der Eintrag von feinkörnigen Siliziklastika angesehen werden. Die feinkörnigen Sedimente gehen aber nicht auf eine Abtiefung des Ablagerungsraumes zurück sondern wurden während eines relativen Meeresspiegelabfalles antransportiert. Dieser relative Meeresspiegelabfall ist einerseits durch die verkarsteten Oberflächen der Riffe dokumentiert, wird aber insbesondere durch die Molluskenfauna, die teilweise auf den Gezeitenbereich hinweist, in den Tonen und Silten unterhalb der Riffkörper bewiesen. Dieses Beispiel zeigt, daß sedimentologische Untersuchungen allein das Ende des Riffwachstums mit einem relativen Meeresspiegelanstieg in Zusammenhang bringen würden, daß genaue palökologische Untersuchungen hier aber in der Lage sind bessere Daten zu liefern.

DER "PRETTENTHALER-EFFEKT" IN DER KAINACHER GOSAU

Bernhard HUBMANN & Alois FENNINGER

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität
Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Die Basiskalke der Kainacher Gosau (Obersanton-Obercampan) sind nur punktuell aufgeschlossen und wenig bekannt. Diese Folge enthält sowohl marine wie auch Süßwasserelemente.

Während eines Einfamilienhausbaues (Familie Prettenthaler) in St. Pankrazen (NW von Graz) wurde bei Aushubarbeiten kurzfristig ein neues Profil durch diese Kalke freigelegt.

Der nur wenige Tage im Sommer 1997 zugängliche Aufschluß in unmittelbarer Nähe der Transgressions-Diskordanz der Gosausedimente auf Gesteine des Grazer Paläozoikums legte mit nur 1.8 m Profilmächtigkeit einige für das weitere Verständnis der Entwicklung der Kainacher Gosau interessante Strukturen frei:

* Die gosauische Schichtfolge beginnt mit monomikten Konglomeraten aus fossilführenden, givetischen Platzkugelkalken (Klasten mit z. T. intensiver Bioerosion). Darüber folgen mit einer Mächtigkeit von etwa 1.5 m monotone, graubraune Mergelkalke mit bis zu 30 cm breiten Q-Spalten (Gerölle in roter Matrix).

* Die dünnbankigen Mergelkalke zeigen bei Schichtnummer 9 des aufgenommenen Profils ein deutliches Erosionsrelief.

* Mit diesem Relief werden die Spalten gegen das Hangende begrenzt.

WAS STRAHLT? - ZUR RADIOMETRIE EINER FLACHWASSERABFOLGE IM GRAZER PALÄOZOIKUM

Bernhard HUBMANN & Johannes REISINGER

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität
Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Seit dem Beginn der 80er Jahre erfolgen radiometrische Geländemessungen neben Prospektionsvorhaben auf Erdöl- und Erzlagerstätten auch zur Gliederung und Parallelisierung monotoner Gesteinsfolgen (vgl. HECKEMANN & KRÄMER 1989 cum lit.). Durch die einfache Handhabung einer tragbaren Gammasonde (Heger-

Sonde) können über ein wenig zeitintensives Meßverfahren Aufschluß-Gammaloge erstellt werden, die die radiometrischen Abbilder von Profilen darstellen. Unterschiedliche Gamma-Aktivitäten in Profilschnitten (Eckwerte in Logs, Verlauf der Strahlungskurve) werden als Parallelisierungs- und Konnektierungskriterien herangezogen.

Im Zuge von detaillierten lithologischen Profilneuaufnahmen durch die Gesamtabfolge der 'hohen Deckengruppe' des Grazer Paläozoikums werden routinemäßig auch radiometrische Daten der Oberflächenaufschlüsse erfaßt. Im Vergleich zueinander unterscheiden sich die Strahlungshaushalte der einzelnen Formationen zum Teil erheblich; in den meisten Fällen besteht eine Korrelation mit der lithologischen Charakteristik der Profile. Markante radiometrische Eckwerte innerhalb einzelner lithostratigraphischer Einheiten ergeben sich häufig durch lithologische Wechsel (z. B. Kalk-Mergel-Alternationen, Tuffit-Layer, Phosphoritknollen, etc.). Aus der Gelände- und Aufschlußsituation heraus schwer interpretierbar erscheinen radiometrische Profiluntergliederungen, die nicht durch lithologische Kriterien nachvollzogen werden können. Angewandt auf das Grazer Paläozoikum erscheint daher die radiometrische Methode der Profilcharakterisierungen für das Erste zielführend, bedenkt man, daß zum einen die Aufschlußverhältnisse schlecht und zum anderen durchgehende Profile (mit wohl definierten Liegend/Hangendbegrenzungen) kaum bekannt sind.

Besonderes Interesse kommt lithofaziell monotonen Profilschnitten zu, in denen die Szintillationswerte aber (stark) schwanken (können). An diese Problematik (keine im Gelände erkennbaren lithologischen Unterschiede, aber dennoch radiogene Schwankungen) geknüpft ist die Fragestellung, ob diese Schwankungen auch durch andere, konventionelle Untersuchungsmethoden nachvollzogen werden können; in der Literatur liegen nur wenige Daten zu diesem Thema vor.

Am Beispiel einer mitteldevonischen Flachwasserabfolge (Grazer Paläozoikum, Barrandeikalk, Eifelium) wird die radiometrische Charakteristik eines detailliert aufgenommenen Profils mit "konventionellen" sedimentologischen Untersuchungsparametern in Beziehung gebracht, um den Zusammenhang zwischen dem natürlichen Gamma-Strahlungshaushalt und der lithologischen (lithogenetischen) Charakteristik zu diskutieren.

Literatur

HECKEMANN, W. & KRÄMER, F. (1989): Radiometrie und Sedimentationscharakteristik der Trifels-Schichten (sT) im Raum Wilgartsweien (Pfälzer-Wald).- Oberrhein. geol. Abh., 35: 245-257, 6 Abb., Stuttgart.

AUTOMIKRITBILDUNG AN STEILEN KARBONATHÄNGEN (TRIAS, DOLOMITEN)

LORENZ KEIM

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck,
Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Automikrite sind aus dem Meerwasser in situ ausgefällte Mikrite und bilden eine sehr häufige Komponente im Aufbau von Karbonatplattformen. Eine Menge von Daten hat gezeigt, daß diese Art der Karbonatfällung durch Mikroben ausgelöst bzw. durch die Anwesenheit von Schwämmen erleichtert wird. Untersuchungen an Rezentvorkommen, bspw. am Lizard Island von Australien, haben erwiesen, daß Höhlensysteme in den Riffen bevorzugte Orte der Bildung von Automikriten sind und noch in Tiefen von 100-250 m, weit unterhalb der photischen Zone, mikrobielle Tätigkeit vorhanden ist (REITNER 1993).

Die Südtiroler Dolomiten sind seit den bahnbrechenden Arbeiten von RICHTHOFEN (1860) und MOJISOVICS (1879) weltweit eine der Schlüsselstellen im Studium von Paläoriffen und spektakulären Faziesänderungen. Durch die relativ milde Deformation während

der alpinen Orogenese in diesem Bereich der Südalpen blieben ursprüngliche Faziesverteilungen und Schichtgeometrien nahezu vollständig erhalten. Zahlreiche Studien haben sich mittlerweile mit der Sedimentologie, Paläogeographie und Diagenese dieser triassischen "Riffe" beschäftigt. Diese Arbeiten konzentrieren sich zumeist auf die kalkigen Cipitblöcke, da mit Ausnahme einzelner buildups (Latemar, Marmolada) die Plattformen nahezu vollständig dolomitisiert sind. Die Cipitkalke sind Meter bis mehrere Meter große, isolierte Blöcke, die durch ihre Einbettung in Beckensedimenten aus Calciturbiditen, Vulkanoklastika, Mergeln und Tonstiefen von den Dolomitisationsprozessen weitgehendst verschont blieben. Über das Herkunftsgebiet dieser Blöcke - ob innere Plattform, Rand oder Slope - und dem Versuch der Rekonstruktion der Plattformen via dieser Cipitblöcke gibt es unterschiedlichste Meinungen (vgl. BIDDLE 1981, BRANDNER et al. 1991, RUSSO et al. 1997).

Im folgenden beschreiben wir die Lithofazies von in situ gebildeten Mikriten (Automikrit) an den vollständig intakten Plattformhängen des Sellastocks (Ladin-Karn). Das Sellamassiv ist eine atollähnliche Plattform von etwa 7-8 km Durchmesser, zeigt radiale Progradation und ist bis zu 600 m mächtig. Im Gegensatz zur starken Progradation (1-2 km) agradiert die Plattform sehr wenig und die topsets erreichen nur Mächtigkeiten zwischen 50 und 80 m. Trotz Dolomitisation sind in den Sedimenten primäre Texturen noch relativ gut erhalten. Die Gesteine setzen sich zur Hauptsache aus bräunlich gefärbten Mikriten, unregelmäßig-wellig geformten Biogenstrukturen (Mikrobenmatten?) und aus Hohlräumfüllungen mit mehreren Zementgenerationen, teilweise auch mit Internsediment, zusammen. An Biogenen sind nur Schwämme, Algen, vereinzelt Korallen und nicht näher bestimmbare Schalenfragmente zu erkennen. Die Mikrite selbst sind aus Pellets aufgebaut, die vor allem durch ihr klumpiges Gefüge (clotted microfabric) charakterisiert sind. Die bräunliche Farbe deutet auf organische Restsubstanz und zeigt bei der Überprüfung auf Fluoreszenz gelbes Aufleuchten. Die Hohlräume in dieser Pelletmatrix sind mit marinen, ebenso bräunlich gefärbten, bis zu mehreren Millimetern dicken, radiaxialfibrösen Zementkrusten ausgekleidet; der Resthohlraum ist nur teilweise mit hellem Blockzement verfüllt. Die Existenz von großen Hohlräumen in einer Matrix aus Pelletschlamm deutet auf die bereits vorhandene Semilithifizierung der Pellets und somit auf eine in situ Fällung aus dem Meerwasser. Die Gefügemerkmale dieser Automikrite unterscheiden sich grundsätzlich von den Allomikriten, also Mikriten, die auf Zerfallsprodukte von Biogenen bzw. Resedimentationsprozesse zurückgehen.

Die Proben mit der Automikritfazies stammen aus den Hangsedimenten, deren Bildungsraum den bisher vorliegenden Daten zufolge zwischen 30 m und über 220 m Wassertiefe lag. Die Automikrite und die vergesellschafteten Organismen bilden dm bis m-dicke Bänke an den steilen, durchschnittlich zwischen 25° und 35° einfallenden Clinoformen, deren Morphologie durch Schüttung von Karbonatdetritus und Megabrekzien geprägt ist (KENTER, 1990). Es scheint, daß die während der Ruhephasen mikrobiell gefällten Mikrite zur Hangstabilisierung beitragen. Die Automikrite sind jedoch nicht in der Lage, eine Eigenmorphologie im Sinne von mud mounds aufzubauen und die planare Schichtung der durch die Detritusschüttungen kontrollierten Clinoformen zu unterbrechen.

Bei Vergleich dieser Automikrite mit den Cipitblöcken zeigen sich bemerkenswerte texturale Ähnlichkeiten, sodaß für das Herkunftsgebiet der Cipitkalke eher der Slope als die Plattform selbst in Betracht zu ziehen ist. Die Hauptproduktionsstätte der triassischen buildups in den Dolomiten lag wahrscheinlich an den Karbonathängen selbst, womit die in vielen Fällen ungleich große Mächtigkeit der Slopes im Verhältnis zur inneren Plattform zu erklären wären.

Literatur

BIDDLE, K.T. (1981): The basal Cipit boulders: indicators of Middle to Upper Triassic buildup margins, Dolomite Alps, Italy. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 86: 779-794.

- BRANDNER, R., FLÜGEL, E. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1991): Biotic and microfacies criteria of carbonate slope builders: implications for the reconstruction of source areas (Middle Triassic: Mahlknecht Cliff, Dolomites). - *Facies*, **25**: 279-296.
- KENTER, J.A.M. (1990): Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. - *Sedimentology*, **37**: 777-794.
- MOJISOVICS, E. v. (1879): Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien: Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. - 551 pp. (A. Hölder) Wien.
- REITNER, J. (1993): Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): formation and concepts. - *Facies*, **29**: 3-40.
- RICHTHOFEN, F. v. (1860): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol. - 327 pp. Gotha.
- RUSSO, F., NERI, C., MASTANDREA, A. & BARACCA, A. (1997): The Mud Mounds Nature of the Cassian Platforms of the Dolomites. A case History: the Cipit Boulders from Punta Grohmann (Sasso Piatto Massif). - *Facies*, **36**: 35-36.

**DIE TEKTONISCHE STELLUNG DER
HALLSTÄTTER-SCHICHTFOLGE DES
NASSWALD-HALBFENSTERS - NEUERGESNISSE
AUF DER GRUNDLAGE VON
STRATIGRAPHISCHEN, FAZIELLEN UND
CONODONT COLOUR ALTERATION INDEX
(CAI) UNTERSUCHUNGEN (OBER-TRIAS,
NÖRDLICHE KALKALPEN)**

Richard LEIN¹ & Hans-Jürgen GAWLICK²

¹Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum
Althanstraße, A-1090 Wien; ²Montanuniversität Leoben,
Institut für Geowissenschaften, Peter Tunner Straße 5, A-8700
Leoben

Eingeschaltet zwischen Mürzalpen-Decke und Schneeberg-Decke tritt im Bereich des Naßwaldbaches in einem Halbfenster eine isolierte Lamelle aus Tonschiefern und Hallstätter Graukalken auf, dessen tektonische Stellung bis heute unklar ist.

Von CORNELIUS (1936) wurde diese Serie als aufrechte Schichtfolge gesehen. Die Tonschiefer an der Basis der Serie wurden von ihm dementsprechend als karnisch gedeutet, die darüberfolgenden Kalke (fossilbelegt) als norisch angesehen. Auf Grund dieser stratigraphischen und faziellen Entwicklung wäre an eine Herkunft dieses Schichtpaketes vom Rücken der Mürzalpen-Decke zu denken (vgl. TOLLMANN 1985). Als andere Möglichkeit kann der Inhalt des Naßwald-Halbfensters als Fortsetzung der in Hallstätter-Graukalk-Fazies entwickelten, invers gelagerten Proles-Decke gedeutet werden. In diesem Falle wären die basalen Tonschiefer Zlambachmergel.

Neue stratigraphische und fazielle Untersuchungen bestätigen die inverse Lagerung der Hallstätter Kalk-Folge.

Temperaturüberprägungsuntersuchungen mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode ergaben für die Hallstätter Kalk-Folge CAI-Werte von CAI 1.5-2.0. Damit ist die Herkunft der Serie vom Rücken der Mürzalpen-Decke auszuschließen, da die Mürzalpen-Decke im Bereich des oberen Mürztales eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.0 bis CAI 6.0 aufweist (GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 1994). Dagegen weisen die Hallstätter Graukalke der Proles-Decke mit CAI-Werten von CAI 1.5-2.0 eine generell niedrigere Temperaturüberprägung auf. Auf Grund der identischen lithologischen und faziellen Entwicklung der Schichtfolgen, ihrer jeweils inversen Lagerung sowie einer gleichartigen Temperaturüberprägung wird die Hallstätter Serie des Naßwald-Halbfensters der Proles-Decke zugeordnet.

Am Beispiel der bis heute unklaren tektonischen Stellung des Naßwald-Halbfensters kann gezeigt werden, daß nur mit Hilfe von detaillierten stratigraphischen, faziellen und Diagenese- bzw. Metamorphoseuntersuchungen auch tektonisch sehr umstrittene

oder unklare Probleme gelöst werden können.

Literatur

- CORNELIUS, H.P. (1936): Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. - 1-54, Geol. B.-A., Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - *Geol. Rdschau*, **83**: 660-664, Berlin.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

**LOFERITISCHE RELIKTGEFÜGE IN
MARMOREN VOM TYP SÖLK/GUMPENECK**

Gyöngyi LELKES, Harald LOBITZER & Beatrix MOSHAMMER

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Im Sinne des Titels von Projekt ÜLG-38 „Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z. T.)“ wurden zahlreiche Marmorvorkommen im Hinblick auf ihre potentielle Abbauwürdigkeit geprüft (Lagerstätten-Geometrie und -Substanz, lithologische Variabilität bzw. Qualitätsverteilung, Umweltkonflikte) sowie lithologisch repräsentative Proben im Labor hinsichtlich technologischer Parameter, wie Geochemie, Weißgrad, Gefüge und Mineralbestand untersucht.

In der Folge soll in aller Kürze ein Nebenprodukt unserer lagerstättenkundlichen Untersuchungen diskutiert werden, nämlich die - vielleicht etwas gewagte und noch keineswegs endgültig abgesicherte - Deutung von bis zu >1 m mächtigen Einschaltungen feinkörniger laminiertes Dolomitmarmore in die Kalk/Dolomitmarmor-Folgen vom Typ Sölk/Gumpeneck im Gebiet Kochofen-Sölk-Gumpeneck-Walchen-Donnersbachtal (ÖK 128, 129) als ehemalige intertidale Sedimente vom Typ der Loferite. Das würde weiters bedeuten, daß die Dolomit/Kalkmarmor-Folgen, z. B. der ehemaligen Marmorabbau der Weißen Wand im Walchental und auch der Gumpeneck-Marmor am locus classicus und dessen weiterer Umgebung, als ehemalige zyklisch gebankte lagunäre Sedimente angesehen werden könnten, wobei die weitaus dominierenden mittel/grobkörnigen Kalkmarmore demnach dem subtidalen Glied C eines Fischer-Zyklus entsprächen.

Bereits bei Lupenvergrößerung sind in den Dolomitmarmor-Laminiten nicht selten schichtparallel angeordnete Hohlraumgefüge zu beobachten, die zwanglos als reliktsche Fenstergefüge/birdseyes gedeutet werden können, wie sie für Loferite typisch sind. Dünnschliff-Untersuchungen mittels Kathodenlumineszenz-Mikroskop bestärken diesen Eindruck, wenngleich auch reliktsche stromatolithische Algengefüge nicht mehr nachweisbar sind.

Untersuchungen im Polarisationsmikroskop und REM erweisen die Dolomitmarmor-Laminite als meist gut kornsortiert und feinkörnig, wobei die sub- und/oder anhedral ausgebildeten Dolomitkristalle Korngrößen von 0,04-0,09 mm aufweisen und meist nicht verzwilligt sind. Die Zementausfüllungen der Hohlraumgefüge („birdseyes“) bestehen entweder aus gröberkörnigem Kalkspat um die 0,3 mm oder aber aus Einkristallen, wobei die Kristalle entweder klar sind oder durch opake Einschlüsse getrübt, bzw. auch zoniert sein können („clear rim-cloudy center“); Druckzwillinge sind häufig. Quarz-Xenoblasten (bis zu ~0,2 mm) und winzige Helliglimmer-Schüppchen sind nicht selten in den lamellaren Dolomitmarmoren bzw. auch in den Paragenesen der Fenstergefüge zu beobachten; in letzteren ist auch Plagioklas nicht selten. In der Matrix der Dolomitmarmor-Laminite ist gelegentlich fein-disperse organische Substanz (Graphit) anzutreffen sowie meist nur akzessorisch Chlorit, idio- bis hypidioblastischer Feldspat (Albit und Plagioklas), Phlogopit und Pyrit bzw. Limonit pseudomorph nach Pyrit.

Geochemisch zeigen die Dolomitmarmor-Laminite ein sehr einheitliches und weitgehend unauffälliges Bild. Der SiO₂-Gehalt ist

meist sehr gering (<0,1-<1 %), kann aber im Einzelfall 7,2 % betragen. Auch die mit AAS analysierten Spurenelemente zeigen i. a. ein recht einheitliches Spektrum: Meist bzw. immer unter der Nachweisgrenze: Ag, Cd, Co, Mo, V und Hg; einmal 6 ppm Mo; Hg konnte in 2 Analysen in geringsten Mengen von 0,03 bzw. 0,06 ppm nachgewiesen werden (Mercury Analyzer AMA-254). Folgende Spurenelemente sind (fast) immer nachweisbar und zeigen nur geringfügige Schwankungen (in ppm): Cr 12-20, Cu 4-6, Ni oftmals unter Nachweisgrenze bzw. 6-11, Pb 13-18, Zn 5-20 und As 0,17-0,85.

Vereinzelte Rollstücke im Schuttkörper der Weißen Wand lassen sich wohl zwanglos als metamorphe Pendants zum Glied A eines Fischer-Zyklus deuten. Es handelt sich dabei um Breccien, die entweder eine Glimmerschiefer-Matrix mit eingebetteten angularen Marmor-Komponenten zeigen, oder aber eine feinkörnige Dolomit-Matrix in der angularen Marmorlasten bis zu cm-Größe schwimmen. In letzterer Matrix lassen sich noch orientierte Strukturen erahnen, die von feinkörnigem Graphit, Quarz und Hellglimmer verstärkt werden und wohl eine Deutung als reliktsche Stylolithen zulassen.

Nahe der Basis des Profils Walchen-Weiße Wand sind schwarze laminierte bituminöse Stinkmarmore aufgeschlossen, die jedoch kaum dolomitisch sind (MgO 2,56 %), jedoch stärker kieselig (SiO₂ 3,61 %) und vor allem erhöhte Gehalte von S (0,17 %) und Cu (8 ppm) zeigen; weiters einen extrem hohen Gehalt an As von 7,62 ppm!

Die Hauptmasse der zwar im dm-Bereich bzw. bis mehrere Meter sehr grob-gebankten Kalk- und Dolomitmarmore der Weißen Wand zeigt oftmals extrem hohen Weißgrad von 90-95 % mit Extremwerten bis 97 % (feinkörniger „porzellanartiger“ Dolomitmarmor). Erhöhte Kiesegelhalte sind abschnittsweise nicht selten. Am Salzleck stehen weiße zuckerkörnige Kieselkalkmarmore an (SiO₂ 18,26 %), die mit 23 ppm Pb und 3,54 ppm As geochemisch sehr auffällig sind; letztere Werte sind gelegentlich auch in anderen kieseligen Marmoren des Gumpeneck-Bereiches erhöht (z. B. an der Forststraße zur Gumpenalp auf ca. 1630 m SH: Pb 32 ppm, As 2,07 ppm). Es ist bemerkenswert, daß die Marmore von Walchen-Weiße Wand engere Anklänge an die Sölker Marmore sensu stricto zeigen (rosarote Varietäten, grüne Glimmer-Bestege auf den Schichtflächen, etc.) als die Marmore des Gumpeneck-Bereiches. Es muß jedoch erwähnt werden, daß im klassischen Gebiet der Sölker Marmore Dolomitmarmor-Laminite bislang (? aus primär-faziellen Gründen) nicht eindeutig nachgewiesen werden konnten.

Hinsichtlich der Alterseinstufung der Gumpeneck- und Sölker-Marmore können unsere Daten zur Zeit keine neuen Argumente beibringen. Loferite sind ja bekanntlich sowohl im Paläozoikum der Karnischen Alpen (Gamskofel-Kalk der Gamskofel-Südwand, Givet und Spinotti-Kalk der Hohen Warte-Nordwand, Eifel-Givet), als auch insbesondere in der Trias der Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet (insbes. Hauptdolomit, lagunärer Dachsteinkalk, aber auch in der Mitteltrias und im Karn). Weiterführende Untersuchungen - wie etwa lithologische Serienvergleiche, aber auch ein Vergleich der Isotopen-Signaturen - könnten vielleicht weitere Anhaltspunkte für eine stratigraphische Interpretation bieten. Vorkommen von loferitischen Dolomit-Laminiten sind eventuell auch in den Marmorfolgen der Seidwinkltrias - etwa im Bereich des Hochtors an der Glocknerstraße - oder auch als Einschaltungen im Angertal-Marmor zu erwarten.

LITHO-STRATOTYPEN DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

Harald LOBITZER

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Anläßlich der "Round Table Session on Cooperation in the Field

of Earth Sciences within the Framework of the Pentagone (Budapest, April 9-10, 1991)" wurde vom Verfasser ein Projekt mit dem Arbeitstitel "Mesozoic Stratotypes of the Alpine-Carpathian-Dinaric Realm" vorgeschlagen und in die kleine Gruppe der finanzierungswürdigen Themen aufgenommen. Da jedoch die "Pentagone" (jetzt "Central European Initiative"-CEI) über keinerlei operatives Budget verfügt, mußte versucht werden, andere finanzielle Möglichkeiten für die Geländearbeiten zu finden. Dazu bot sich schließlich der sehr bescheidene finanzielle Rahmen der bilateralen Kooperation der GBA mit den Geologischen Diensten der "Reformländer" Tschechien, Slowakei, Ungarn und Slowenien an, wodurch - ergänzt durch eine sehr aktive Mitarbeit von mehreren deutschen Kollegen - die Durchführung einiger weniger "Schmalspur-Projekte" angegangen werden konnte.

Zielsetzung des Projekts ist eine moderne Bearbeitung ausgewählter lithostratigraphischer Einheiten an deren klassischen Lokalitäten, woraus eine Neudefinition bzw. Revision der Schichtkomplexe (Gruppen, Formationen, Members) resultieren sollte. Zur Zeit stellt die grandiose "Faziesanalyse" (TOLLMANN 1976) die einzige relativ moderne Zusammenschau dar, berücksichtigt aber naturgemäß kaum den Wildwuchs an neuen litho-stratigraphischen Namen, die insbesondere in den Karpatenländern aufgestellt wurden. Diese "Parallel-Nomenklaturen" resultieren aber zweifellos nur zu einem sehr geringem Anteil dem Bedürfnis "eigene" nationale Schichtbezeichnungen zu manifestieren, sondern sind überwiegend eine Konsequenz unzureichender bzw. überhaupt fehlender Neudefinitionen der Schichtbezeichnungen an den klassischen Lokalitäten der Nördlichen Kalkalpen. Diese fast schon babylonische Sprachverwirrung erschwert zunehmend Schichtvergleiche zwischen den ostalpinen und westkarpatischen Schichtfolgen und damit verbunden die Arbeit an großräumigen palinspastischen Konzepten. Selbstverständlich sollte neben der Bearbeitung klassischer lithostratigraphischer Profile bzw. den leider nicht seltenen klassischen Aufschlüssen ohne Liegendes und Hangendes (z. B. Oberalmer Schichten und viele andere!) auch danach getrachtet werden, laterale Faziesverzahnungen zu berücksichtigen (z. B. Roßfeld-Sch. vs. Lackbach-Sch.) und abzuwägen, ob und wie eine Schichtbezeichnung sinnvoll zu untergliedern ist (inklusive Designierung von "Para-Lithostratotyp-Profilen", etc.). Vorbildlich erscheinen diesbezüglich die gut koordinierten Aktivitäten bei der Bearbeitung österreichischer Gosau-Vorkommen zu sein (NHM - Uni. Wien - Uni. Innsbruck - GBA und bayerische Kollegen).

Von Seite der GBA sind derzeit u. a. folgende Arbeitsschwerpunkte im Gange, wobei jeweils kleine Arbeitsteams zusammenarbeiten:

- Lias von Adnet und des Hierlatz: Mikro/Ultrafazies, Geochemie, Foraminiferen, Ammoniten, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden.
- Oberalmer-Schichten und alpidische Barmsteinkalk-Zwischenlagen: Mikro/Ultrafazies, Calpionelliden, Aptychen, Foraminiferen, Dasycladaceen.
- Tressensteinkalk/Plassenkalk: Abklärung des stratigraphischen Umfanges; ?Berrias-Anteil.
- Gosau-Vorkommen von Weissenbach bei Aussee: Abklärung der Stratigraphie der Mergelfolgen, der Rudisten-Korallen-Brachiopodenkalke, der Breccienhorizonte sowie des neu entdeckten Kohleflözes.

Die Litho-Stratotypen der Nördlichen Kalkalpen vom permischen Haselgebirge bis ins Alttertiär sind von Tethys-weiter Relevanz. Ein Projekt dieser Größenordnung benötigt Zeit, Geld und aufwendige Koordinationsarbeit zur Etablierung und Betreuung mehrerer interdisziplinärer Arbeitsgruppen bis hin zur repräsentativen Veröffentlichung einer einheitlich strukturierten Zusammenschau der Ergebnisse. Letztere - wohl am besten in Form eines reich illustrierten stratigraphischen Atlaswerkes - sollte anläßlich des nationalen Großvorhabens "Internationaler Geologenkongress 2004" angestrebt werden.

Alle Kollegen, die an diesem Projekt Interesse zeigen, sind aufgerufen Anregungen einzubringen, wobei bei entsprechendem positivem Echo möglichst bald ein weiterer organisatorischer Schritt gesetzt werden sollte.

SEDIMENTOLOGIE UND BIOSTRATIGRAPHIE DER OLIGOZÄNEN/UNTERMIOZÄNEN QOM- FORMATION AUS DEM ZENTRALIRAN

Oleg MANDIC¹, Mathias HARZHAUSER², Jürgen SCHLAF¹, Werner E. PILLER³, Ulrike WIELAND⁴, Frithjof SCHUSTER⁴, Ali HAMEDANI⁵, Fritz F. STEININGER² & James NEBELSICK⁴

¹Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien, ²Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt/Main, ³Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz, ⁴Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-72076 Tübingen, ⁵Department of Geology, University of Esfahan, Esfahan, Iran

Im Rahmen eines FWF/DFG Projektes zur Paläobiogeographie des östlichen Mediterran bis westlichen Indopazifik wurden zwei geologische Profile im marinen Oligozän und Untermiozän (Qom-Formation) des Zentralirans aufgenommen.

Die Profile liegen im Vorland des durch die Subduktion der Arabischen Platte unter die Iranische Platte entstandenen Zagrosorogens. Paläogeographisch entspricht dieser Raum dem nördlichen Rand der Neotethys welcher im Zuge der regionalen orogenetischen Veränderungen im Laufe des Untermiozäns allmählich trocken gelegt wird. Es herrschen die Flachwasserbedingungen eines Kontinentalschelfes. Innerhalb dieses Schelfs lassen sich zwei zum Orogenstreichen parallel verlaufende und durch einen eoänen Vulkanzug voneinander begrenzte Ablagerungsräume trennen: das Isfahan-Sirjan (fore-arc) Becken im Südwesten und Qom (back-arc) Becken im Nordosten. Die Sedimente der Qom-Formation zeigen beiderseits eine grundsätzlich ähnliche Entwicklung. Es wechsellagern biogene Kalke, Sande und Mergel mit lokalen Einschaltungen von Evaporiten und vulkanischen Tuffen. Diese Abfolge überlagert transgressiv die bunten, kontinentalen Klastite der Lower Red Formation und wird ihrerseits von ähnlichen Sedimenten der Upper Red Formation überlagert.

Im Profil 40 km NNE-Abadeh (Isfahan-Sirjan Becken) lässt eine ca. 150 m mächtige marine Abfolge mindestens zwei Transgressionen erkennen. Die erste ist durch den dominierenden terrigenen Einfluß, die zweite durch das Einsetzen der starken biogenen Kohlenstoffproduktion und Entwicklung einer mächtigen Kalkserie charakterisiert. Die untere terrigenreiche Serie beinhaltet zwei 30 m mächtige Abfolgen von rötlichen sandigen nummulitischen Sandsteinen welche zum Hangenden hin in Korallenpatches- und Lepidocyclinen-führende grünlichgraue Mergel übergehen. Solche Entwicklung läßt sich mit der schwankenden Wassertiefe des Ablagerungsraumes innerhalb der photischen Zone erklären. Nummuliten (*N. fichteli* und *N. sublaevigatus*) lassen eine biostratigraphische Einstufung ins Mittel Rupelium bis ins mittel Chattian (P19-P22) zu, welche gut mit der Planktondatierung ins Mittel Oligozän des mergeligen Bereichs (Fred RÖGL, mündl. Mitt.) übereinstimmt. Die darauffolgende Kalkabfolge zeigt starke laterale Mächtigkeitsschwankungen, besteht in ihrem zentralem Teil aus einem ca. 50 m durch Lepidocyclinenmergel-Zwischenlagen charakterisierten basalen Abschnitt und einen 40 m mächtigen massigen Biogenkalk im Top. Der Transgressionshorizont konnte lateral auch über dem als Paläorelief hochragenden Untergrund (dunkle Radiolitidenkalke) verfolgt werden. Aufgrund einer typischen Molluskenvergesellschaftung mit *Globularia gibberosa* (GRAT.) und *Ampullina crassatina* (LAM.) werden diese Kalke vorläufig ebenfalls ins Oligozän eingestuft.

Die Qom-Formation N-Chalehghareh (25 km SW-Kashan) besteht aus einer ca. 300 m mächtigen Abfolge von biogenen Kalken, Sanden und Mergeln welche im obersten Profilbereich mit Evaporiteinschaltungen durchsetzt wird. Die Fazies wie auch die Mächtigkeiten der einzelnen Sedimentpakete zeigen starken lateralen Wechsel, der auf einen sehr flachen Ablagerungsraum hindeutet. Die Abfolge beginnt transgressiv über der Lower Red Formation

mit ca. 50 m Corallinaceenkalken gefolgt von einer ca. 70 m mächtigen Wechsellagerung von Lepidocyclinen/Bryozoen Mergeln mit biogenen Kalkbänken folgt. Die nächsten 60 m aus laminierten bis kreuzgeschichteten Mergel und Mergelkalke sind durch dünne Lagen potamitider Gastropoden gekennzeichnet, die einen deutlichen Hinweis auf das intertidale Milieu des Sedimentationsraumes geben. Flach subtidalen Charakter zeigen die Faunenelemente der nächsten 100 m mergeliger Kalke und Mergel mit Turritelliden-Anhäufungen und tief grabenden Bivalventypen in Lebenstellung. Dieses Paket führt in seinem obersten Bereich eine in der Mächtigkeit lateral stark schwankende Gipslage. Das Top der Qom-Formation wird hier durch ein markantes Sedimentpaket aus Mergeln und Biogenkalken charakterisiert. Dieser ist besonders durch die Anreicherungen von bemerkenswerten Resten (verkalkte, Siphonalföhren mit max. 4 cm Durchmesser und 35 cm Länge) der Terebriniden Bivalve *Kuphus arenarius* (L.) gekennzeichnet. Die typische Miogypsina/Miogypsinoidea Vergesellschaftung dieses Pakets lässt seine Einstufung ins Aquitanium zu (Fred RÖGL, mündl. Mitt.). Die obersten Bänke sind durch Verkarstungserscheinungen geprägt über denen die bunten Klastite der Upper Red Formation folgen.

FAZIES UND GEOCHEMIE DER BITUMENMERGEL DER KAINACHER GOSAU (ST. PANKRAZEN FORMATION, OBERKREIDE, ÖSTERREICH)

Gerd RANTITSCH, Barbara RUSSEGGER & Fritz EBNER

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Oberkreidische Bitumenmergel (Bitumenmergel Member der St. Pankrazen Formation) an der Basis der Kainacher Gosau (Obersanton bis Maastricht) wurden faziell und geochemisch charakterisiert. Diese Bitumenmergel werden durch das Wechselspiel zwischen interner Bioproduktion, externem detritären Eintrag und episodischen oder periodischen marinen Vorstößen geprägt. Diese Faktoren können auf kleinstem Raum lateral und vertikal stark variieren, so daß nur ein generelles Fazieschema erstellt werden kann. Die regionale Interpolation der faziellen Ausprägungen kann, zumal durch schlechte Aufschlußverhältnisse erschwert, zu keinen endgültigen Ergebnissen führen. Durch die Kombination fazieller und geochemischer Untersuchungen läßt sich somit ein Modell der Bildung und Erhaltung organisch-reicher Sedimente der Kainacher Gosau erstellen. Die Faziesausprägung des Bitumenmergel Member entspricht dabei dem klassischen Modell eines Mergelsees. Das gute Kohlenwasserstoffpotential der Bitumenmergel läßt sich durch ein Produktivitätsmodell erklären. Hier bewirkt die Bioproduktion in der Wassersäule eine eingeschränkte Belüftung des Bodenwasser. Trotz des laminierten Gefüges der Sedimente können aufgrund von Biomarker, der TOC/S-Beziehungen und der vereinzelt auftretenden Bioturbation nur dys- bis suboxische Sauerstoffverhältnisse angenommen werden. Die Erhaltung der organischen Substanz und das Kohlenwasserstoffpotential der Bitumenmergel wird im wesentlichen durch drei Faktoren bestimmt: Der detritäre Eintrag in den See steuert das Angebot an Nahrungsstoffen und dadurch die Bioproduktion. Regionale und zeitliche Faktoren bewirken wechselnde Einträge und dadurch unterschiedliche Depositionstypen. Aus den geochemischen Daten muß ein homogenes Liefergebiet angenommen werden. Das eingeschränkte Sauerstoffangebot im Bodenwasser verhindert eine vollständige Zersetzung der organischen Substanz. Der dritte prägende Faktor ist die Sedimentationsrate. Die Untersuchungen zeigen, daß höhere Sedimentationsraten das Erhaltungspotential der organischen Substanz wesentlich verbessern. An der Basis des Bitumenmergel Member ist das höchste Kohlenwasserstoffpotential erhalten. Nach oben zu nimmt dieses Potential ab. Dies wird durch einen Rückgang

der Bioproduktivität erklärt und zeigt sich in der Abnahme des unverdünnten TOC-Gehaltes von 3,2 % auf 1,9 %. Feinklastika der hangenden Deltafazies und der Hauptbecken Formation besitzen kein Kohlenwasserstoffpotential. Das geochemische Signal reagiert rasch auf Änderungen der einwirkenden Faktoren. Dies bietet die Möglichkeit, die zeitliche Dynamik der Bitumenmergel zu untersuchen. In den Detailprofilen, in denen jede Bank erfaßt wurde, zeigt sich innerhalb der Bitumenmergel in den meisten Parameter eine Zyklizität der Parameter mit einer Zykluslänge (Periode) von 20 bis 40 cm. Diese Zyklizität könnte aufgrund geochemischer und mineralogischer Hinweise durch den Wechsel feuchter und trockener Klimaphasen gesteuert werden. Es ergibt sich ca. 1 ka als Zeitdauer für die beobachtete (klimatisch gesteuerte) Zyklizität. Publierte Daten zeigen, daß solche Zykluslängen für Seesedimente durchaus realistisch sind. Die Isochronie der Basisbildungen am Ostrand der Kainacher Gosau (limnische Fazieszone) mit den alluvialen Sedimenten am Nordrand des Beckens (rote Basiskonglomerate) ist zu bezweifeln. Schwermineralfunde innerhalb der limnischen Fazieszone geben Hinweise auf den Einfluß eines mesozonalen Kristallinereichs. Dieser Befund könnte durch die beginnenden Hebung des Gleinalm Kristallins erklärt werden. Da innerhalb der alluvialen Basisbildungen Belege eines metamorphen Hinterlandes fehlen könnte die limnische Fazieszone mit der St. Pankrazen Formation als stratigraphisch jüngere Abfolge datiert werden.

DIE PALÄOGENEN ROTALGENKALKE ÖSTERREICHS

Michael RASSER¹ & Werner E. PILLER²

¹Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien; ²Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz

Im Rahmen eines zweijährigen Projektes sollen die Rotalgenkalke des österreichischen Paläogens bearbeitet werden. Nur sieben der 29 bekannten Vorkommen sind nach modernen geologischen und/oder paläontologischen Gesichtspunkten bearbeitet, weitere sechs wurden erst kürzlich bekannt und sind daher noch nicht einmal dokumentiert.

Aufgrund des schlechten Bearbeitungsstandes werden diese Vorkommen zunächst faziell und, soweit nötig und möglich, biostratigraphisch bearbeitet. Vorrangige Zielsetzung des Projektes ist die Erstellung eines Kataloges der österreichischen Paläogenvorkommen und ihrer Rhodophyceen (Familien: Corallinaceae, Peyssonneliaceae, Solenoporaceae). Darauf aufbauend ist eine paläoökologische und paläobiogeographische Rekonstruktion der Ablagerungsräume geplant.

Folgende Lokalitäten werden im Projekt bearbeitet:

Molassezone:

Lithothamnienkalk, O-Eozän; Steyregg (Linzer Sande, Oligozän).

Waschbergzone:

Haidhof (Bruderdorf Fm., U-Paleozän); Michelstetten (Bruderdorf Fm., Paleozän); Waschberg (Waschberg Fm., U-Eozän).

Helvetikum:

Sünseralpe (Nummulitenkalk, M-Eozän); Bad Haslach (Nummulitenkalk, Rhodophyceenführung fraglich, Eozän); Frauengrube, Haunsberg (Unterer Lithothamnienkalk, U-Eozän); Gschliefgraben (Lithothamnienkalk, O-Eozän).

Inneralpine/parautochthone Molasse:

Miesberg (Oberaudorfer Schi., O-Eozän); Bad Häring (Häringerschichten, U/M-Oligozän); Embachberg (Oligozän); Radstadt (umgelagerte Gerölle, U-Eozän); Kirchberg am Wechsel (O-Eozän); Wimpassing (O-Eozän).

Kalkalpine Gosaubecken:

Abtenau (Kambühlkalk, O-Paleozän); Wörschach (Kambühlkalk, Paleozän); Mooshuben (Kambühlkalk, O-Paleozän); Prigglitz

(Grünbacher Gosau, Kambühlkalk, O-Paleozän); Willendorf (Grünbacher Gosau, Rhodophyceenführung fraglich, O-Eozän); Gießhübl (Kambühlkalk, O-Paleozän); Kambühl (Kambühlkalk, O-Paleozän);

Neufunde von oberpaleozänem Kambühlkalk in Gosaubecken am S-Rand der Schneebergdecke und in der Mürtzaler Decke: Eberstein, Ochsenboden, Buchalpen, Krampen, Neuberg, Burg;

Zentralalpine Gosaubecken:

Klein St. Paul (Dobranberg Fm., M-Eozän).

KLIMA, VERWITTERUNG UND SEDIMENTATION IM PERM SÜDTIROLS IM SPIEGEL LAKUSTRINER SEDIMENTE

Christoph SPÖTL

Institut für Geologie und Paläontologie; Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Der Raum der heutigen Südtiroler Dolomiten und angrenzender Gebiete war im Perm Schauplatz intensiver vulkanischer Tätigkeit. Der Bozener Quarzporphyr, das Produkt dieses Vulkanismus, bildet eine bis zu 2 km mächtige Abfolge, die von Andesiten an der Basis bis zu rhyolithischen Ignimbriten am Top reicht.

Die vulkanische Abfolge läßt sich durch zwischengelagerte Sedimente zeitlich gliedern, wenn auch der absolute zeitliche Umfang dieser vulkanischen Ruhephasen nicht bekannt ist. Untersuchungen an Aufschlüssen im Etschtal haben gezeigt, daß es in diesen Ruhephasen zu intensiver Verwitterung der Vulkanite und Ablagerung in vulkanotektonisch gebildeten Senken kam. Innerhalb der Profile läßt sich eine Entwicklung von konglomeratischen debris flows alluvialer Fächer über sheet floods bis hin zu rhythmisch abgelagerten, feinstklastischen See-Sedimenten erkennen. Letztere dürften mehreren Endseen entstammen, da sie sich nicht lateral korrelieren lassen. Untersuchungen des Komponentenbestandes zeigen, daß ausschließlich vulkanisches Material erodiert wurde. Umso unerwarteter ist daher der hohe Karbonatgehalt der lokal bis zu 45 m mächtigen lakustrinen Abfolge, die i. w. stromatolithische Bildungen darstellt. Onkoidlagen und caliche-ähnliche Strukturen treten nur untergeordnet in der beckenrandnahen Fazies auf. Auffallend ist ferner der stets vorhandene Kieselsäure-Gehalt der monotonen, organisch-reichen Seesedimente, der sich nicht selten in Form diskreter, mm bis wenige cm-dünner chert-Lagen manifestiert. Vollkörperlich erhaltene Palynomorphe in diesen cherts stammen von einer lokalen, vermutlich seerandnahen Flora, die ein semiarides Klima indiziert.

Insgesamt ergibt sich das Bild eines lithologisch einheitlichen vulkanischen Hinterlandes, das intensiver mechanischer und chemischer Verwitterung unter semiariden Bedingungen anheim fiel, aufgezeichnet im Archiv der lakustrinen Sedimente. Wir haben somit den eher seltenen Fall eines gut bekannten, quasi-geschlossenen Erosions-Sedimentations-Systems, sodaß versucht werden kann, jene Gesteins-Wasser-Interaktionsprozesse nachzuvollziehen, die dazu führten, daß als Produkte der Vulkanit-Verwitterung Karbonat- und Kieselsäure-reiche, feinklastische Sedimente gebildet wurden.

KOHLENWASSERSTOFFREIFE UND THERMISCHE GESCHICHTE TERTIÄRER SEDIMENTE NE-SLOWENIENS

Thomas RAINER

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Der Nordosten Sloweniens ist durch zahlreiche +/- EW streichende post-mesozoische Störungsbündel gekennzeichnet. Diese trennen Sedimentbecken mit unterschiedlicher tertiärer Sedimentations- (Erosions-) geschichte und häufig auch unterschiedlicher thermaler Überprägung. Im bearbeiteten Gebiet liegen vier durch Störungen getrennte Sedimentbecken, die sich, aufgrund ihres tertiären Sedimentinhaltes in Paläogen- oder Neogenbecken unterteilen lassen. Die beiden südlicheren Becken begannen sich bereits im Eger auszubilden (Paläogenbecken). Die beiden nördlicher gelegenen Becken hingegen sind mit karpatischen und post-karpatischen Sedimenten gefüllt und werden hier als Neogenbecken bezeichnet. Um die thermische Geschichte der tertiären Beckenfüllungen zu rekonstruieren, wurden Vitritreflexionsmessung, Rock-Eval-Pyrolyse und numerische 1D-Beckenmodellierung als Untersuchungsmethoden eingesetzt. Zu diesem Zwecke wurden im Gebiet des Matzelgebirges, welches die drei südlicheren Becken umfaßt, Gesteinsproben aus Oberflächenaufschlüssen gesammelt. Diese tertiären, hauptsächlich feinklastischen Sedimente, enthielten entweder makroskopisch erkennbares organisches Material oder aber man konnte aufgrund ihrer dunklen Färbung einen hohen Gehalt an organischem Material annehmen. Das nördlichste Becken, vom Nordrand des Matzelgebirges bis in die südliche Steiermark hinein reichend, wurde durch die Bearbeitung einer Bohrung (Somat) untersucht.

Durch Vitritreflexionsmessungen konnte im durch eine starke karpatische Absenkung gekennzeichneten Neogenbecken des Matzelgebirges eine Inkohlungsanomalie nachgewiesen werden. Die bis zu 800 m mächtigen karpatischen Sedimente sind in diesem Bereich zur Boc-Antiklinale geformt, in deren Kern Karpat-Sedimente mit Vitritreflexionswerten bis zu 1,36 %Rr auftreten. Die am Nordrand dieses Beckens aufgeschlossenen badenischen Sedimente hingegen zeigen eine Vitritreflexion von <0,4 %Rr. Numerische Heat-Flow-Modellrechnungen ergaben karpatische Heat-Flow-Maxima von >200 mW/m², wobei bis ins Unterbad ein verstärkter Wärmefluß erkennbar war. Durch Fission-Track Untersuchungen (DUNKL), wurde das Ende der thermalen Überprägung mit 14,1 +/- 0,9 m. a. (m. Baden) datiert. Den südlichen Rand dieses Beckens definiert das Donat-Störungsbündel, welches als Trennlinie zum südlich anschließenden Paläogenbecken fungiert. Die in diesem auftretenden Sedimente aus dem Eger und Eggenburg sind durch eine Vitritreflexion von durchwegs <0,9 %Rr, häufig sogar <0,4 %Rr gekennzeichnet. Die Eger-Sedimente des südlichsten Beckens zeigen eine Vitritreflexion <0,5 %Rr. Um zusätzliche Information über das organische Material zu erhalten, wurde an ausgewählten Proben die Bestimmung des TOC (Total Organic Carbon)-Gehaltes und Rock-Eval-Pyrolyse durchgeführt. Das organische Material ist eine Mischung aus den Kerogentypen 2 und 3. Typ 2 entspricht autochthon abgelagertem marinem Material, Typ 3 stammt von höheren terrestrischen Pflanzen. Der TOC-Gehalt ist bei den Mergeln, Silt- und Sandsteinen durchwegs <1%. Dieser Umstand zeigt, daß die untersuchten Sedimente ein eher armes Muttergesteinspotential aufweisen. Thermische Reifeparameter, wie die Vitritreflexion, sowie Tmax und der Production Index aus der Pyrolyse zeigen, daß die karpatischen Sedimente im Bereich der Boc-Antiklinale im oberen Bereich des Erdölfensters oder bereits darüber liegen. Das Kerogen wurde somit schon zum Großteil zu Kohlenwasserstoffen umgeformt, die aufgrund einer fehlenden impermeablen Abdeckung („Falle“) in die Atmosphäre entwichen. Eine zukünftige Aufheizung dieser sehr reifen Sedimente könnte kaum mehr Kohlenwasserstoffe mobilisieren. Die Reife der Sedimentgesteine der beiden südlicher gelegenen Paläogen-Becken befindet sich am Beginn des Erdölfensters.

Das nördlichste Becken ist durch eine rasche karpatische Absenkung charakterisiert, wobei sehr hohe (karpatische) Wärmeflüsse (> 300 mW/m²) herrschten. Die Vitritreflexion steigt von 0,32 %Rr in 203 m Tiefe auf 2,44 %Rr in 803 m an. Die thermische Reife der Sedimente in einer Tiefe zwischen etwa 400-600 m liegt im Bereich des Erdölfensters. Das organische Material liegt als Kerogentyp 2 vor.

Der hohe karpatische Wärmefluß im Bereich der heutigen Boc-Antiklinale wäre durch den u. /m. miozänen Vulkanismus, der in der Region des Bachergebirges auftrat, erklärbar. Die den Südrand des Beckens bildende Donat-Störung wurde im post-Pannon durch die Lavanttal-Störung abgeschnitten und um 15-20 km nach SE versetzt (KAZMÉR 1996). Führt man diese Versetzung wieder zurück, so kommt die Anomalie südlich der Bachergebirge/Kozjak-Region zu liegen, wo von SACHSENHOFER et al. (1997) Inkohlungsanomalien vergleichbaren Alters bearbeitet wurden. Neben einer vulkanischen Wärmequelle ist auch ein Zusammenhang mit einem raschen Aufstieg des Bachergebirges (Grundgebirge) und einem dadurch erhöhten geothermischen Gradienten als Ursache der Inkohlungsanomalie diskutierbar.

Literatur

- KAZMÉR, M., FODOR, L., JOSZA, S., JELEN, B., HERLEC, U. & KUHLEMANN, J. (1996): Late Miocene paleogeography of Slovenia and the southern Alps: A palinspastic approach. - (In: G. AMANN et al. (Eds.): Tektonik-Strukturgeologie), 212-214, (Facultas-Universitätsverlag) Salzburg.
- SACHSENHOFER, R. F., DUNKL, I., HASENHÜTTL, C. & JELEN, B. (in press): Miocene thermal history of the southwestern margin of the Styrian Basin: coalification and fission track data from the Pohorje/Kozjak area (Slovenia).

EIN FORSCHUNGSVORHABEN IM STEIRISCHEN NEOGENBECKEN - DAS WEST STEIRISCHE BECKEN UND SEINE VERBINDUNG ZU PARATETHYS UND MEDITERRAN

Karl STINGL

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität
Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Projekt WESBA (West Styrian Basin) zielt auf die Beckenfüllung des miozänen West Steirischen Beckens (Ottangium - Karpatium - Badenium). Das West Steirische Becken ist ein Teilbecken des Steirischen Beckens welches ein Randbecken des Pannonischen Beckens darstellt. Paläogeographisch ist die Beckenfüllung ein Teil der zentralen Paratethys, die Position des Beckens ist aber sehr nahe dem Ablagerungsraum des Mediterrans.

Das Untersuchungsgebiet ist eine der wenigen Stellen wo Verzahnungen von terrestrischen und marinen Sedimenten aufgeschlossen sind und ermöglicht daher die stratigraphische Korrelation mariner und terrestrischer Ablagerungen als auch die Untersuchung der Faktoren, die die Ausbildung der Verzahnungen bewirken.

Die regionale Lithostratigraphie ist aus vielen ungeordneten Regionalbezeichnungen der Sedimente zusammengesetzt. Über 30 regionale lithostratigraphische Bezeichnungen sind bekannt. Faziesinterpretationen stammen aus den 50ziger Jahren oder älter und entsprechen nicht mehr dem heutigen Stand der Forschung. Auch moderne Ablagerungsmodelle basieren auf diesen alten Interpretationen.

Die Fauna der Sedimente ist, abgesehen von wenigen Foraminiferenbearbeitungen aus den 50ziger Jahren, unerforscht. Nanoplankton und Mollusken wurden nie intensiv bearbeitet. Gerade in den letzten Jahren haben sich aber die bio- und chronostratigraphischen Zonierungen deutlich verschoben und geändert ohne daß dies Einfluß auf das West Steirische Becken gehabt hätte. Neueste geodynamische Modelle und Vorstellungen greifen aber gerade auf diese überalterten Daten zurück. Auch diese Diskrepanz zwischen moderner Beckenanalyse auf der Basis alter stratigraphischer Daten soll WESBA füllen.

Die Aufgaben von WESBA bestehen daher in der Erstellung einer neuen Litho- Bio- und Chronostratigraphie als auch der Erarbeitung neuer paleogeographischer/sequenzstratigraphischer Modelle.

Das Projekt steht im engen Zusammenhang mit einer im Aufbau befindlichen Arbeitsgruppe zur Korrelation von regionalen Para-

tethys- und Mediterranablagerungsräumen und soll die unbedingt notwendigen Basisdaten liefern, um solche Korrelationen erfolgreich durchzuführen.

Das Forschungsprojekt WESBA baut auch auf den Ergebnissen von über zehn Jahren Forschung im Steirischen Becken an der Universität Graz auf.

SANTON-UNTERCAMPAN IM GEBIET SÜDLICH VON GOSAU: STRATIGRAPHIE, TEKTONIK, SEQUENZSTRATIGRAPHIE UND FORAMINIFEREN

Michaela TRENKWALDER¹, Karl KRÄINER¹, Diethard SANDERS¹ & Michael WAGREICH²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie; Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck; ² Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien

Das Oberkreide-Becken von Gosau-Rußbach weist am Südrand große Mächtigkeits- und Faziesunterschiede auf, bedingt durch synsedimentäre Störungen. Die Untere Gosau Subgruppe mit einer etwa 1000 m mächtigen mergeligen Beckenfazies geht hier lateral in die Untersberg Formation (karbonatische Küstenfazies des "Untersberger Marmors") mit einer Mächtigkeit von 30 bis 50 m über. Darüber folgt ein Reliefausgleich mit Tiefwassersedimenten der Ressen Formation. Im Rahmen einer Diplomarbeit, gefördert durch ein Stipendium der Universität Innsbruck, wird dieser Bereich neu aufgenommen und mikropaläontologisch detailliert untersucht. Dabei stehen folgende Fragestellungen im Vordergrund:

- **Kartierung im Bereich des Süd- und Ostrandes des Beckens**
Kontakte Untersberg Formation zu Unterer und Oberer Gosau und Beckenuntergrund

- **Tektonik & Strukturdaten**

synsedimentäre Störungen am Beckenrand
Spaltenfüllungen im Untergrund

- **Biostratigraphie** (v.a. Foraminiferen): Santon-Campan-Grenzbereich gekennzeichnet durch beschleunigte Evolution von Planktonforaminiferen (Ersteinsetzen von *Globotruncanita* und *Globotruncana*-Gruppe, Aussterben von *Dicarinella*- und *Sigalia*-Gruppe) und kalkigem Nannoplankton (Ersteinsetzen von *Broinsonia parca*-Gruppe, Evolution von *Holococcolithen*, Aussterben von *Marthasterites furcatus*).

- **Palökologie und Paläozoostratigraphie mit Foraminiferen und Ostrakoden**

rasche Abtiefung im Untercampan von seichtem Neritikum ins obere bis mittlere Bathyal

Foraminiferen-Vergesellschaftungen an einer Sequenzgrenze

Faunen-Vergesellschaftung im Grenzbereich tropischer/gemäßigter Zone

Einfluß kühler Meeresströmungen am Nordrand der Tethys?

- **Sequenzstratigraphie**

Sequenzgrenze am Top der Hochmooschichten - Sandkalkbank (Highstand System Tract) mit Konglomeraten und subaerischer Exposition am Beckenrand, dann Lowstand System Tract (?) und Transgressive System Tract mit Bibereckschichten. Foraminiferen an einer Sequenzgrenze. Geometrie der Bibereckschichten im TST
Begleitende Untersuchungen zur Biostratigraphie (v. a. Ammoniten, Inoceramen, Nannoplankton) und Magnetostratigraphie des Obersantons-Untercampans werden im Rahmen des IGCP-Projektes 362 durchgeführt.

DIE GENESE DER "HOHLEN GERÖLLE" IM SATTNITZKONGLOMERAT

Genia WINKLER

Institut für Geologie & Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstr. 26, A-8010 Graz

Das Sattnitzkonglomerat (Österreich / Kärnten) ist eine neogene alluviale Ablagerung. Hier finden sich partiell gelöste Gerölle mit internen Hohlräumen. Schnittlageneffekte erwecken den Anschein, daß es sich um "Hohle Gerölle" handelt.

Das kalzitisch zementierte Konglomerat ist, neben Kristallin-, Quarz-, Sandstein- und Vulkanitklasten, hauptsächlich aus karbonatischen Geröllen aufgebaut. Die Grobfraction schwimmt in einer mittel- bis grobsandigen Matrix aus Karbonatbruchstücken, Phyllosilikaten, Schwermineralen, Quarz, etc.

Selektiv gelöste Gerölle sind poröse, rekalkitisierte Dolomite. In verbliebenen Rändern lassen sich verschiedene dolomitische Vorläufergefüge nachvollziehen. Teilweise sind auch Rückschlüsse auf den Primärkalzit möglich. Bevorzugt werden Dolomite angegriffen, die aus mikritischen Kalken entstanden sind.

Neben angegriffenen Dolomiten existieren weitere Umkristallisations- und Lösungserscheinungen (zu *chalky* Mikrit umgewandelter Sparit, Geopetalstrukturen, Drucklösungsphänomene, etc.). Durch Lösung entstandene und erweiterte Poren der Grundmasse und Hohlräume angelöster Gerölle werden von einer späten Kalzitgeneration ausgefüllt. Diese wird als *cave deposit* interpretiert.

Sämtliche Gefügemerkmale weisen auf ein meteorisch vadoses System hin. Änderungen des Diageneseregimes haben nicht stattgefunden.

Die große Heterogenität der Ablagerung begünstigt die Ausbildung selektiver und asymmetrischer Lösungsmuster und Umkristallisationen. Diese Bildungen erfolgen durch meteorische Wässer, die während Infiltrationsereignissen an Gesteinsinhomogenitäten zurückgehalten werden.

Nach Erreichen des Sättigungsgrades an CaCO₃ der Lösung und CO₂-Entgasung wird die späte Kalzitgeneration während Trockenphasen ausgefällt.

Redolomitisierung (Rekalzitisierung) ist ein oberflächennahes diagenetisches Phänomen, das mit Verwitterungsprozessen im Zusammenhang steht (e. g. EVAMY 1967, KENNY 1992).

Literatur

EVAMY, B. D. (1967): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. - *Sedimentology*, 2: 164-170, Amsterdam.

KENNY, R. (1992): Origin of disconformity dedolomite in the Martin Formation (Late Devonian, Northern Arizona). - *Sed. Geol.*, 78: 137-146, Amsterdam.

MOLLUSKENASSOZIATIONEN IN DER NÖRDLICHEN BUCHT VON SAFAGA (ROTES MEER, ÄGYPTEN) UND IHR POTENTIAL ZUR CHARAKTERISIERUNG SEDIMENTÄRER FAZIES

Martin ZUSCHIN & Johann HOHENEGER

Institut für Paläontologie der Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien

Die flachmarine subtropische Bucht von Safaga wird charakterisiert durch ein komplexes Muster sedimentärer Fazies, die generell reich an Mollusken sind. Dreizehn quantitative Proben (jede mit einem Volumen von 29 dm³) von verschiedenen Probenorten (2 von Rifffhängen, 4 von Korallensand, 2 vom schlammigen Sand, 2 vom Schlamm, 1 von sandigem Seegras, 1 von schlammigem Seegras,

1 vom Mangrove - Kanal) zwischen Wassertiefen vom flachen Subtidal bis 40 m wurden in Bezug auf ihren Molluskengehalt > 1 mm hin untersucht. Unter Ausschluß von Fragmenten wurden mehr als 26000 Individuen gezählt und 622 Taxa unterschieden. Das häufigste Taxon, *Rissoina cerithiiformis*, hat einen Anteil von knapp über 5 % am Gesamtmollusken - Gehalt in den Proben. Der Hauptteil der Fauna besteht aus Mikromollusken (kleine Adulte und Juvenile). Die Anzahl der Individuen und der Taxa sowie die Diversitätsindizes sind sehr hoch in den Proben vom Korallensand, von den Riffhängen und aus dem Seegras und deutlich niedriger in denen der Mangrove, vom schlammigen Sand und Schlamm. Unter den Bivalven dominieren epifaunale (byssate und zementierte) Suspensionsfresser auf Riffhängen, infaunale Suspensionsfresser im Schlamm und infaunale Sedimentfresser im schlammigen Sand und Seegras. Korallensande werden von infaunalen Suspensions- und Sedimentfressern dominiert.

Verschiedene Clusteranalysen gruppieren die Proben entsprechend den sedimentären Fazies in bezug auf 1) taxonomische Zusammensetzung, 2) Individuenzahlen, Anzahl der Taxa und Diversitätsindizes, 3) Diversitätsindizes allein und 4) Ernährungsstrategien und Substratbeziehungen der Bivalven. Zwischen den Faunen der verschiedenen sedimentären Fazies gibt es unterschiedliche Be-

ziehungen: Die Seegrasfauna zeigt starke Ähnlichkeiten zur Korallensandfauna und zur Fauna der Riffhänge in bezug auf Anzahl der Individuen, Anzahl der Taxa, Diversitätsindizes und Gastropodenassoziationen. Hingegen zeigt sich eine starke Ähnlichkeit zur Fauna aus den schlammigen Sanden in bezug auf Bivalvenassoziationen und Ernährungsstrategien von Bivalven. Die Mangrovefauna ist ähnlich zu der im Korallensand bezüglich der taxonomischen Zusammensetzung und der Ernährungsstrategien der Bivalven, zeigt aber andererseits starke Ähnlichkeiten zu den Faunen der feinkörnigen Sedimente bezüglich Anzahl der Individuen, Anzahl der Taxa und Diversitätsindizes. Die Riffhangfauna zeigt starke Ähnlichkeiten zur Fauna der Korallensande in jeglicher Hinsicht, außer den Substratbeziehungen der Bivalven, welche sie von allen anderen Faziesbereichen klar abgrenzt.

Korrespondenzanalysen und Faktoranalysen unterstützen diese Resultate, indem sie die Beziehung der Seegrasbivalven und der Bivalven aus dem schlammigen Sand, sowie zwischen Seegrasgastropoden und Gastropoden in Korallensanden und am Riffhang bestätigen.

Basierend auf den Resultaten der statistischen Analysen wurde die Fauna in verschiedene Assoziationen gegliedert, von welchen jede eine sedimentäre Fazies charakterisiert.

3. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 14. November 1998

Organisation: Michael RASSER & Michael WAGREICH

Kurzfassungen

FAZIES UND BIOSTRATIGRAPHIE DER WEISSENBACHALM-GOSAU BEI BAD AUSSEE – VORLÄUFIGE ERGEBNISSE

BARON-SZABO, R., HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F.,
SACHSENHOFER, R., SCHLAGINTWEIT, F., SIEGL-FARKAS, Á.,
SVÁBENICKÁ, L., SZENTE, I. & ZORN, I.

Eine kurze Erwähnung findet das kleine Gosauvorkommen der Ausseer Weissenbachalm bereits in der berühmten Pionierarbeit von SEDGWICK & MURCHISON (1831) „A Sketch of the Structure of the Eastern Alps“, während die erste kursorische Bearbeitung auf PETERS (1852, Abh. GRA, 1) sowie REUSS (1854) zurückgeht. Abgesehen von der monographischen Bearbeitung der arten- und individuenreichen Foraminiferenfauna durch TOLLMANN (1960, Jb. GBA, 103), dem wir auch eine Übersichtskartierung dieses Gebietes verdanken, findet die Ausseer Weissenbachalm-Gosau lediglich gelegentliche Erwähnung als Fossilfundpunkt (z. B. in HAUER 1858, STUR 1871, REDTENBACHER 1873, BEAUVAIS 1982) sowie in Exkursionsführern (z. B. KOLLMANN & SUMMESBERGER 1982).

Unsere Arbeitsgruppe hat nun begonnen, dieses fossilreiche (aber leider sehr Ammoniten-arme) Gosauvorkommen detailliert zu bearbeiten; die hier präsentierten Ergebnisse haben lediglich vorläufigen Charakter.

Über einem schlecht Korngrößen sortierten Basiskonglomerat (nicht bearbeitet) steht an der südlichen Hangseite des Weissenbachs eine über 30m mächtige Serie grauer weicher Kalkmergel an, während entlang der Forststraße N des Weissenbachs graue biomikritische Kalke anstehen, die von KOLLMANN & SUMMESBERGER (1982) treffend als Rudisten-Korallen-Brachiopoden-Fazies bezeichnet wurden. Ebenfalls am Hang nördlich des Weissenbachs steht ein

ca. 80 cm mächtiges Kohlen(ton)flöz an, das direkt einem hier gut geschichtetem Konglomerat auflagert, das dem oberen Konglomerathorizont im Sinne von PETERS (1852) entsprechen könnte. Die Kohle zeigt eine Vitritreflexion von 0,44% Rr (Glanzbraunkohlenstadium) und liegt damit am unteren Rand von Reflexionswerten benachbarter Gosauvorkommen. Die Palynomorphen-Assoziation ist reich an schlecht erhaltenen Normapolles. Die Gesamtmineralanalyse der Kohle zeigt etwas Quarz, relativ viel Gips, etwas Pyrit und Kaolinit. Im Kohleton ist viel Kalzit vorhanden, auch etwas Gips und ein sehr hoher Pyritanteil.

Über dem Basiskonglomerat setzen mit scharfer, diskordanter Grenze die über 30 m mächtigen und durchgehend aufgeschlossenen grauen Mergel ein, aus deren (vermeintlichem) Liegendabschnitt TOLLMANN (1960) eine ungemünzte reiche Foraminiferenfauna beschrieb. Gesamtmineralanalysen zeigen nun, daß die basalen Mergel einen höheren Quarz-, Plagioklas- und Muskowitanteil sowie etwas Gips aufweisen und sowohl nanno-, als auch foraminiferensteril sind. Die gesamte hangend folgende feinklastische Serie wird von Kalkmergeln repräsentiert, die einen ziemlich einheitlichen Mineralbestand aufweisen, der auf eine eher gleichmäßige Karbonatproduktion schließen läßt. Geringe Mengen an Quarz, Muskowit, Plagioklas, Kalifeldspat, Kaolinit und Chlorit weisen auf geringfügigen terrestrischen Einfluß hin. Eine Besonderheit stellen korallenführende Mergel dar, die erhöhten Gipsanteil sowie eine sehr gut erhaltene Vergesellschaftung von Normapolles und Farnsporen aufweisen. Die Nannofossil-Assoziation erlaubt eine Einstufung in die Nannozone CC 13 B (O.-Turon - U.-Coniac), während die Foraminiferen-Assoziation festlandnäheres Neritikum im Sinne von WAGREICH & FAUPL (1994) mit Wassertiefen von ca. 10-20 m anzeigt; dafür spricht auch das Ostracoden-Spektrum. Vereinzelt Funde von Scolecodonten sowie auch von *Botryococcus*.

Der mittlere Kalkmergelbereich kann der Nannozone CC 14 zugeordnet werden (M.-Coniac – unt. O.-Coniac). Die Foraminiferen-Assoziation zeigt mit einem Plankton:Benthos-Verhältnis von 40:60 % bereits Ablagerungsbedingungen des mittleren Neritikums, d.h. Wassertiefen von ca. 30-100 m an.

Die hangenden Kalkmergel sind in den unteren Anteil der Nannozone CC 15 zu stellen, d. h. Oberconiac bzw. Coniac/Santon-Grenzbereich. Die sehr gut erhaltene und artenreiche Foraminiferenfauna wird von Plankton (ca. 60 %) dominiert. Es finden sich aber auch mehrere benthische Indexfossilien der Gattung *Gavelinella*. Paläobathymetrisch sprechen die Foraminiferen-, aber auch die Ostracoden-Assoziationen für Tiefneritikum, d. h. Wassertiefen bis zu etwa 200 m. Die festlandsferneren Palynomorphen-Assoziationen zeigen gute Erhaltung sowie neben Normapollens und Farnsporen auch Dinoflagellaten-Zysten.

Entlang der Forststraße stehen östlich der Weissenbachalm bzw. nördlich des Weissenbachs große mikritische Kalksteine an, die gelb anwittern, knollig aufgelöst und oft stark rekristallisiert sind. Diese „Riffschuttkalke“ („Rudisten-Korallen-Brachiopoden-Kalk“) stellen bislang – trotz ihres immensen Fossilreichtums – ein stratigraphisches Problem dar. Die mikrofazielle Bearbeitung zeigt praktisch ausschließlich stratigraphische Durchläufer. Lediglich die Solenoporacee *Parachaetetes lichenoides* ELLIOTT könnte auf Turon (?) hinweisen. Die ziemlich reiche Bivalvenfauna umfaßt u. a. *Vaccinites sulcatus* (DEFrance 1821), *V. inaequicostatus* (MÜNSTER 1840), *Plagioptychus* cf. *toucasii* MATHERON 1842 sowie ? *P. cf. paradoxus* MATHERON 1842. Diese Vergesellschaftung läßt eine Einstufung älter als Coniac unwahrscheinlich erscheinen (?Santon?). Die Korallenvergesellschaftung ist wenig divers und bildete eine lockere Biozönose und sicher keine massive Riffstruktur. Die individuenreiche und wohl sehr artenarme Brachiopodenfauna fand bislang keinen Bearbeiter. Weiters fanden sich Serpel-Aufwüchse sowie zwei Seeigel.

Tufflage und der umgelagerten Tuffite ist das Auftreten der keinen fluviatilen Transport vertragenden akkretionären Lapilli, die Schwermineralspektren, Korngrößenverteilungen und diverse Sedimentstrukturen. Die primäre Falloutlage ist gut sortiert und besitzt einen Korngrößenanteil < 63 µm zwischen 60 und 85 %.

Die Glastuffe sind unterschiedlich zu smektistischen Tonmineralen mit wechselnd illitischem und chloritischem Anteil umgewandelt. Besonders häufig tritt diese Bentonitisierung in cm- bis dm-Mächtigkeit an der Basis der primären Tufflage (Basisbentonit) auf.

Der Gesamtchemismus der von einem rhyolithisch/dazitischen Magma derzeit noch unsicherer Herkunft ableitbaren Tuffe ist aufgrund der starken Alteration, der Sedimentbeimengungen und äolischer Frachtsonderung kaum zur Identifizierung des Liefergebietes geeignet. Ein gutes Maß für den Grad der Alteration, die durch Abfuhr von SiO₂ und der Alkalien und Zunahme von Al₂O₃ und MgO bestimmt wird ist, ist der Glühverlust.

Altersdatierungen, die bisher nur an den dafür anscheinend zu stark alterierten magmatischen Biotiten durchgeführt wurden, brachten keine Ergebnisse. U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Apatit/Zirkon Spaltspurendatierungen werden zur Zeit getestet. Bei einem Versagen absoluter Datierungsmethoden bieten sich für eine Tephrochronologie primärer Tufflagen nur folgende Parameter an:

- die Gehalte von Elementen, die keinem Korngrößen- und Alterationseffekt unterliegen,
 - der Bestand und Chemismus (Mikrosonde) primärer Phänokristalle, isolierter Glaskomponenten und von Glaseinschlüssen in Phänokristallen,
 - die rasterelektronenoptische Charakterisierung pyroklastischer Partikel und
 - die Morphometrie und Zusammensetzung akkretionärer Lapilli.
- Die Untersuchungen sollen im Rahmen des Projektes „Tuffe im Miozän am Alpenostrand: Ansatz für eine Tephrochronologie“ weiter fortgesetzt werden.

TUFFE IM MIOZÄN DES STEIRISCHEN BECKENS

Fritz EBNER & Heinrich MALI

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften

Im Zuge der Inventur heimischer Rohstoffe wurden Tuffe/Tuffite (Glastuffe mit unterschiedlichem Grad der Bentonitisierung) im Miozän des Steirischen Beckens und entlang der Norischen Linie von über 100 Fundpunktgruppen bekannt. Optionen für mögliche technische Verwertungen liegen in den Bereichen „Bentonit“ und „Puzzolan“. Die stratigraphische Einstufung der Tuffe mit Karpat/Baden erfolgt nur indirekt und ist nur dann zwingend, wenn sie tatsächlich mit dem Steirischen miozänen Vulkanismus in Zusammenhang stehen.

Am Beispiel eines im Rahmen eines FWF-Forschungsbündels (Kohlenbecken von Voitsberg/Köflach) im Detail untersuchten Tuffniveaus (Lobmingberg Member der Stallhofen Fm.) wird die Petrographie, Geochemie und Sedimentologie einer dieser primär aus feinem vulkanischen Glas bestehenden Tufflagen dokumentiert und Fragen ihrer Eruptions- und Anreicherungsmechanismen, Alteration zu Bentonit und Eignung für eine Tephrochronologie diskutiert.

Das bis 5 m mächtige Lobmingberg Member wurde mit messerscharfer Grenze über einem siltig/sandigen niederenergetischen Basis-Member der Stallhofen Fm. abgelagert. Eine regional beständige Mächtigkeit von 60 cm zeigt ein liegender Abschnitt mit Lagen akkretionärer Lapilli. Darüberliegende mit Sedimentmaterial eines metamorphen Hinterlandes vermengte Tuffe/Tuffite sind unterschiedlich mächtig (bis 420 cm) und häufig durch die nachfolgende fluviatile Entwicklung (sandige Kiese) des Eckwirt Members erosiv reduziert. Wichtig für die Unterscheidung der primär als Fallablagerung in einem Stillwasserraum abgesetzten basalen

OSTRACODEN ALS

ENVIRONMENTINDIKATOREN - FALLSTUDIE BAD DEUTSCH ALTENBURG (E-RAND DES WIENER BECKENS, OBERBADENIUM)

Martin GROSS & Werner E. PILLER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens
Universität Graz

Die Hainburger Berge (Unterostalpin, Hochtatrikum) bilden zusammen mit den Kleinen Karpaten den Ostrand des Wiener Beckens ca. 40 km östlich von Wien. Hainburger und Brucker Pforte vermitteln zum östlich anschließenden Pannonischen Becken. Durch die randliche Position sind die badenischen Sedimente in diesem Gebiet faziell stark differenziert. Ein umfangreiches Bohrprogramm im Rahmen der Voruntersuchungen zur Errichtung des Donaukraftwerkes Hainburg bietet die Möglichkeit die Beziehungen unterschiedlicher Environments auf engstem Raum zu studieren. Ostracoden, die in nahezu allen aquatischen Milieus auftreten, reagieren durch ihre vorwiegend benthonische Lebensweise und damit enge Bindung an den Lebensraum sensibel auf Änderungen im Ökosystem (Salinität, Bathymetrie, terrigene Beeinflussung, etc.). Anhand der Faunenassoziationen dieser Mikrofossilgruppe soll eine paläökologische Analyse durchgeführt werden (FWF-Projekt 12229 GEO).

Die Bohrprofile lassen eine Fortsetzung (obertags z. B. am Kirchberg und Pfaffenberg) aufgeschlossener mitteltriadischer Kalke und Dolomite (KRISTAN-TOLLMANN & SPENDLINGWIMMER 1978) unter der quartären Bedeckung gegen NW erkennen. Im SW ist dieser Karbonatsporn von einer NW-SE-streichenden Störung („Deutsch Altenburger Bruch“, GANGL 1988) begrenzt. Auf dieses Relief transgredieren mit basalem Aufarbeitungshorizont (v. a. Dolomit-

gerölle, teilweise von Corallinaceen umkrustet) oberbadenische Sedimente. Corallinaceen, Foraminiferen und Ostracoden weisen auf vollmarine Bedingungen hin. Direkt an der vom Karbonatsporn gebildeten Hochzone entwickeln sich einige Meter mächtige Corallinaceenkalk mit untergeordneten Sand- und Mergellagen. Südwestlich der Hochzone gelangen vorwiegend mergelige Sedimente ("Badener Tegel") zur Ablagerung. Starke klastische Schüttungen (Fandelta?) aus dem Hinterland zeigen beckenwärts (NW bis SW) an Mächtigkeit abnehmende Sandpakete an. Frühere Untersuchungen der Ostracodenfauna (DANIELOPOL et al. 1991) weisen ebenfalls auf diesen fluviatilen Sedimenteintrag hin. Das NE-Areal ist durch Corallinaceenkalk-Mergel-Wechselfolgen charakterisiert. Sandige Partien sind in diesem Bereich geringmächtig entwickelt.

Die vorläufige Auswertung der Ostracodenfaunen aus einer 96,40 m tiefen Bohrung (HA 66) zeigt ein für das Badenium der zentralen Paratethys typisches Artenspektrum mit vorwiegend vollmarinen Formen des litoralen bis epineritischen Bereiches. Vertreter tieferer Ablagerungsräume konnten nur vereinzelt nachgewiesen werden. In allen Proben dominieren Arten der Gattung *Aurila* Pokorny, die bevorzugt in seichten, randlichen, eher sandigen Arealen auftreten (CERNAJSEK 1972). Die Korngröße und Häufigkeit der Leithakalkbänke nimmt gegen das Hangende ab. Diesen Trend zeichnet auch der Rückgang des Anteiles von *Aurila* Pokorny nach und unterstützt damit die Interpretation einer zunehmenden Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Literatur

- CERNAJSEK, T. (1972): Zur Palökologie der Ostrakodenfaunen am Westrand des Wiener Beckens. - Verh. Geol. B.-A., 172/2: 237-246, Wien.
- DANIELOPOL, D.L., PILLER, W.E. & HUBER, T. (1991): *Pseudolimnocythere hainburgensis* n. sp. (Ostracoda, Loxoconchidae) aus dem Miozän (Badenium) des Wiener Beckens. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1991, 8: 458-469, Stuttgart.
- GANGL, G. (1988): Geologische und hydrogeologische Voruntersuchungen zum Bau des Kraftwerkes Hainburg. - Mitt. Baugeol. Geomech., 1: 233-247, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & SPENDLINGWIMMER, R. (1978): Crinoiden im Anis (Mitteltrias) der Tatrinen der Hainburger Berge (Niederösterreich). - Mitt. Österr. Geol. Ges., 1975, 68: 59-77, Wien.

GAMMASTRAHLUNGSSCHARAKTERISTIK DER "KAPFENSTEINER SCHOTTER" (OBERMIOZÄN, STEIRISCHES BECKEN/ÖSTERREICH)

Martin GROSS, Bernhard HUBMANN & Johannes REISINGER

Inst. für Geologie & Paläontologie, Universität Graz; E-mail: johannes.reisinger@kfunigraz.ac.at

Limnisch-fluviatile Sedimente des Pannoniums (Obermiozän) bilden flächenmäßig weite Anteile des am Alpenostrand gelegenen Oststeirischen Neogenbeckens.

Nach einem bis an die Beckenränder nachgewiesenen Vorstoß des "Pannonischen Sees" (= Teil der ausgesüßten zentralen Paratethys) leiten regressive Tendenzen das Progradieren kiesig-sandiger Mäanderflüsse in distaler Beckenposition (Gnaser Teilbecken) ein. Sedimente dieser Entwicklung, die von grobklastischen Rinnenfüllungen und begleitenden Feinklastika der Überschwemmungsebene aufgebaut werden, bilden kartographisch nicht trennbare Einheiten, die in der Literatur unter dem Begriff "Kapfensteiner Schotter" zusammengefaßt werden.

An Hand einer architekturelement-analytisch aufgenommenen Aufschlußfront wird die Gammastrahlungscharakteristik dieser fluviatilen Sedimente dargestellt.

In äquidistanten Profilen aufgenommene Gammalogs werden mit Grenzflächen, externer und interner Geometrie sowie lithofaziellen Veränderungen korreliert. Mittels rasterförmiger Meßpunktanordnung erfolgt die Erfassung der internen Variabilität der

Gammastrahlung der einzelnen Sedimentkörper sowie deren Diskriminierung untereinander.

NUMERISCHE SIMULATION UND MASSENBILANZIERUNG VON EROSIONSPROZESSEN

Achim KAMELGER

Geologisch-Paläontologisches Institut, Univ. Basel, Bernoullistr. 32, CH-4056 Basel, Email: kamelger@ubaclu.unibas.ch

In den letzten Jahren wurde zunehmend versucht, die Dynamik von Erosionsprozessen mittels numerischer Simulation zu erfassen. Die Aktualität dieses Themas zeigt sich an der Vielzahl neuer Publikationen und Tagungen, die sich mit diesem Themenkreis befassen ("Erosion processes and landform evolution", 1997, Bonn; "Elementare geologische Prozesse", 1997, Jülich; "EUG-9 Tagung: European Union of Geosciences", 1997, Strasbourg; Symposiumen: "Climatic, Oceanographic and Tectonic Forcing of Sedimentary Systems", "Modern Modelling Trends in Tectonics", "Basin Evolution and 3D-Models"; "Mechanics of the mountain belts", 1995, Lausanne).

Die Schwerpunkte der Forschungsarbeiten reichen von Modellrechnungen für große Gebiete (BEAUMONT, FULLSACK et al. 1992, KOOI & BEAUMONT 1994, SLINGERLAND, HARBAUGH et al. 1994, TUCKER & SLINGERLAND 1996, JEAN BRAUN & VAN DER BEEK 1997, HAY 1997, ADAMS 1980) bis zu sehr detaillierten, auf kleine Gebiete beschränkte Erosionsmodelle. Zudem wurde verschiedentlich versucht, die Erosionsprozesse an Modellen im Labor zu untersuchen (SCHUMM 1977, SCHUMM 1981).

Ziel meiner Arbeit ist es, aufbauend auf diesen Studien, anhand von Modellrechnungen mit synthetischen Geländemodellen sowie mit ausgewählten alpinen Ablagerungsräumen die räumliche und zeitliche Bedeutung einzelner, an der Erosion beteiligter Prozesse, zu quantifizieren. Insbesondere soll eruiert werden, ab welcher Gebietsgröße die beteiligten Prozesse für die geomorphologische Gesamtentwicklung einer Landschaft von besonderem Einfluss sind.

Für kurzfristige und kleinräumige Aspekte spielen vor allem Lithologie und Klima eine Rolle, während für die langfristige geomorphologische Entwicklung einer Landschaft vor allem die tektonische Vertikalbewegung ausschlaggebend ist.

Aufgrund des Vergleiches von Simulationsresultaten mit den realen Daten kann das Modell verbessert werden, um letztlich bessere Erkenntnis über den durch Klimaveränderungen, tektonische Vorgänge und anthropogene Einflüsse veränderten Sedimentaustrag zu gewinnen.

Literatur

- ADAMS, J. (1980): "Contemporary uplift and erosion of the Southern Alps, New Zealand: Summary." - Geological Society of America Bulletin, 91: 1-114.
- AHNERT, F. (1970): "Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins." - American Journal of Science, 268: 243-263.
- AHNERT, F. (1994): "Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology." - Geomorphology, 11: 125-140.
- BEAUMONT, C., FULLSACK, P. et al. (1992): Erosional control of active compressional orogens. - (In (Ed.): McCAY, K.R.: Thrust Tectonics), 1-18, (Chapman & Hall) London
- BRAUN, J. & SAMBRIDGE, M. (1997): "Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization." - Basin Research, 9: 27-52.
- HAY, W.W., SHAW, C.A. et al. (1989): "Mass-balanced paleogeographic reconstructions." - Geol. Rundsch, 78(1): 207-242.
- KIRKBY, M. (1990): "The landscape viewed through models." - Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band 79: 63-81.
- KIRKBY, M.J. (1986): Mathematical models for solutional development of landforms. - (In (Ed.): TRUDGILL S.T.: Solute Processes), 439-495, (John

1.-4. Österreichisches Sedimentologentreffen in Seewalchen: 1996, 1997, 1998, 1999

- Wiley & Sons) Chichester.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. (1994): Large-Scale Geomorphology: Classical Concepts Reconciled and Integrated with Contemporary Ideas via a Surface Process Model.
- MEADE, R. H. (1988). Movement and storage of sediment in river systems. - (In (Eds.): LERMAN, A. & MEYBECK, M.: Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles), 165-179, (Kluwer Academic Publisher) Dordrecht.
- RINALDO, A., DIETRICH, W.E. et al. (1995): "Geomorphological signatures of varying climate." - *Nature*, **374**: 632-635.
- SCHUMM, S. (1981). "Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications." - *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **31**: 19-29.
- SCHUMM, S. A. (1977): *The fluvial system*. - (John Wiley & Sons) New York.
- SLINGERLAND, R., HARBAUGH, J.W. et al. (1994): *Simulating clastic sedimentary basins*. - New Jersey, Prentice Hall.
- TUCKER, G. E. & SLINGERLAND, R. (1996): "Predicting sediment flux from fold and thrust belts." - *Basin Research*, **8**: 329-349.

DROWNING EINER KARNISCHEN KARBONATPLATTFORM (O-TRIAS, DOLOMITEN)

Lorenz KEIM

Institut für Geologie/Paläontologie, Universität Innsbruck,
Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Das Wachstumsvermögen von Karbonatplattformen wird gesteuert durch Faktoren wie Licht, Temperatur, Salinität und Nährstoffangebot. Die Geometrie von Plattformrändern wie bspw. Aggradation, Progradation, backstepping, drowning, empty bucket oder subaerische Exposition läßt sich im wesentlichen auf das Zusammenwirken von zwei Parametern zurückführen: accommodation (potentieller Ablagerungsraum) und supply (Sedimentzufuhr) (SCHLAGER 1993). Neben eustatischen und tektonisch gesteuerten, regionalen Meeresspiegelschwankungen spielt die Veränderung von Umweltfaktoren bei der Ausbildung von Ablagerungssequenzen eine wichtige Rolle. Beispiele aus der geologischen Vergangenheit zeigen, daß sowohl subaerische Exposition als auch Versenkung unter die photische Zone (drowning) das Absterben von Rifften und Karbonatplattformen bewirken. Die Ursachen von drowning sind vielfältig, scheinen aber häufig mit reduziertem Wachstumsvermögen durch Umweltstress zusammenzuhängen (HALLOCK & SCHLAGER 1986).

Am Fallbeispiel einer karnischen Karbonatplattform der Südtiroler Dolomiten soll das Wachstumsende des Riffkörpers durch veränderte Umweltbedingungen im Vorfeld des Raibler Ereignisses diskutiert werden. Am Fuße des Piz Lavarella (3055 m, östl. Dolomiten) ist ein progradierender Plattformrand aufgeschlossen, der mit den Beckensedimenten der Cassian Formation verzahnt. Die Hangschichten sind maximal 20° geneigt und weisen die typisch tangential auslaufenden Clinoformen eines unteren Hanges auf. Die Beckensedimente sind im wesentlichen aus Tonschiefern bis Kalkmergeln, mudstones und Karbonatdetritusschüttungen aufgebaut, die sich in Zyklen mehrerer Ordnungen unterteilen lassen (MASETTI et al. 1991). Die Karbonatplattform wird von Sedimenten der Raibler Gruppe überlagert, die sich aus Muschelschillbänken, bio- und lithoklastischen pack-grainstones, die z. T. stark pflanzenführend sind und schwarzen Tonschiefern wechselagernd mit bituminösen, feinlaminierten Dolomiten zusammensetzen.

Die heutige Morphologie des Riffkörpers verdeutlicht den Wachstumsstillstand der Karbonatplattform und zeigt einen "eingefrorenen", karnischen Paläohang. Die obersten Clinoformen werden von gut geschichteten, mehreren dm bis wenigen Metern mächtigen Dolomitbänken überlagert. Diese Bänke füllen zu Beginn vorhandene Reliefunterschiede am Riffhang auf und umhüllen

in Folge einzelne Hangblöcke, wobei sich sogar überhängende Karbonatlagen bilden. Die relieffüllenden Bänke und "Hüllgesteine" sind gekennzeichnet durch stark eingeschränkte Faunenassoziation und bestehen hauptsächlich aus bioturbaten wackepelletal packstones, z. T. reichhaltig an Ostrakoden, algal filamental bindstones (Codiacean bindstones) und microbial bindstones. Die Karbonatbänke sind über den gesamten Riffhang vorhanden und zeigen kaum bathimetrisch bedingten Faziesunterschiede. Mikrobielle Karbonatfällung scheint für die rasche Lithifizierung und demnach auch die Ausbildung von steil bis überhängenden Schichten verantwortlich zu sein. Gelegentlich dominiert ein *in situ* Gerüstwerk aus Codiaceen Filamenten die Gesteinszusammensetzung. Trotz des gegebenen, steilen Karbonathanges fehlen in diesen gut gebankten "Hüllgesteinen" jegliche Anzeichen von Umlagerungsprozessen, die üblicherweise im unteren Abschnitt eines progradierenden Riffkörpers auftreten.

Die relieffüllenden Dolomitbänke dokumentieren das Wachstumsende der Karbonatplattform noch vor der Bedeckung mit Sedimenten der Raibler Gruppe. Eine mögliche Erklärung für das Absterben des Riffkörpers ist in veränderten Umweltbedingungen wie Überdüngung (nutrient excess) zu suchen. Der vermehrte Eintrag von Nährstoffen könnte mit den Sedimenten der Raibler Gruppe zusammenhängen, die in der näheren Umgebung des Lavarella Rifffes stark siliziklastisch entwickelt sind. HALLOCK & SCHLAGER (1986) zeigten, daß sich gerade im Vorfeld eines siliziklastischen Eintrages der Nährstoffgehalt stark erhöht. Eine weitere Ursache für den Wachstumsstillstand der Plattform könnte in eingeschränkter Wasserzirkulation liegen, die durch das allseitige Zuwachsen der Beckenränder verursacht wird. Die Schwarzschiefer und bituminösen Laminite über dem Riffkörper deuten auf anoxische Bedingungen hin.

Literatur

- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. - *Palaios*, **1**: 389-398.
- MASETTI, D., NERI, C. & BOSELLINI, A. (1991): Deep-water asymmetric cycles and progradation of carbonate platforms governed by high-frequency eustatic oscillation (Triassic of the Dolomites, Italy). - *Geology*, **19**: 336-339.
- SCHLAGER, W. (1993): Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. - *Sed. Geology*, **86**: 111-136.

ZUM NACHWEIS MASKIERTER SEQUENZGRENZEN IN FLACHWASSERKARBONATEN AM BEISPIEL DES TRIASSISCHEN "PANTOKRATORKALKES" VON HYDRA (GRIECHENLAND)

Leopold KRYSZYN¹ & Richard LEIN²

¹ Institut für Paläontologie, Univ. Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien, ² Institut für Geologie, Univ. Wien, Althanstr. 14, 1090 Wien

Von der Insel Hydra wird eine die höhere und Mittel- und Obertrias (Ladin-Rhät) umfassende progradierende Karbonatplattform beschrieben (RÖRMERMANN 1968, RICHTER & FÜCHTBAUER 1981, SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER 1983, ANGIOLINI et al. 1992). Ungewöhnlich an diesem Vorgang konsequenter Progradation, unbeeinflusst von Schwankungen des Meeresspiegels, ist dabei das Fehlen des für die westliche Tethys so typischen Raibler Terrigenintervalles, durch welches sonst die mittel- und obertriadischen Karbonatplattformen in zwei gut getrennte Stockwerke zerlegt werden. Auffallenderweise werden von Hydra aber innerhalb der als durchlaufend postulierten Flachwasserentwicklung ("Pantokratorkalk" nach SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1982 und ANGIOLINI et al. 1992) pelagische Einschaltungen mit obertriadischen Plattformconodonten beschrieben (DÜRKOOP et al. 1986), die

üblicherweise nur aus tiefmarinen Beckensedimenten bekannt sind. Diesem Widerspruch gingen wir nach.

Eine detaillierte Fazieskartierung erbrachte ein differenziertes, von den bisherigen Erklärungsmodellen abweichendes Bild. Prinzipiell sind auch in Hydra zwei Stockwerke unterscheidbar, die jeweils eine Faziesdifferenzierung von Plattformrand-nahen (im SW) zu Plattform-internen Bereichen (im NE) aufweisen. Diese beiden Stockwerke sind lithologisch schwer unterscheidbar, aber an Hand der bloß punktförmig auftretenden kleinräumigen pelagischen Sedimentvorkommen (Spalten- bzw. Höhlenfüllungen) kartierungsmäßig gut trennbar, wobei die Verbreitung letzterer paläogeographisch der Ausdehnung der Riffentwicklung im oberen (= zweiten) Stockwerk entspricht. Erschwert wird die Unterscheidung der beiden Plattformen durch das Fehlen von Residualsedimenten entlang der Trennfuge. Die oberkarnischen pelagischen Sedimente könnten aber Füllungen eines während der Emersionsphase angelegten Höhlensystems gedeutet werden. Unabhängig davon durchzieht ein kleinräumiges, mehrere Zehnermeter tief in die Unterlage eingreifendes Verkarstungssystem die untere (= erste) Karbonatplattform, welche mit vadosen Silten verfüllt ist. Die Grenze zwischen den beiden Karbonatplattformen ist offensichtlich so unauffällig, bzw. so gut maskiert, daß sie von allen bisherigen Bearbeitern übersehen wurde. Ihr Nachweis gelingt im wesentlichen indirekt, einerseits durch die sedimentären Produkte der ersten subaerischen Verkarstungsphase (vadose Milien) und andererseits durch die allerdings nur lokal erhaltene pelagische Überlagerung einer kurzen Flutungsphase vor der Wiederausbreitung einer neuen (= zweiten) Karbonatplattform.

Im Vergleich mit den Nördlichen Kalkalpen entspricht der untere, durch Conodonten als ladinisch bis unterkarnisch datierte Karbonatkomplex der Wettersteinkalk-Plattform und der obere Komplex der Dachsteinkalk-Plattform, wobei die durch die Auftauchphase bedingte Schichtlücke mit der Reingrabener Wende zusammenfällt. In beiden räumlich entfernten Regionen treten demnach idente Phänomene zeitgleich auf. Eine Phase hoher Karbonatproduktion im Unterkarn folgt eine Periode der Trockenlegung und Verkarstung, die allerdings nicht flächig, sondern nur in Form von Karsthohlräumen nachweisbar ist. Bei der nachfolgenden Flutung der trockengelegten (unteren) Plattform hinkt zunächst die Karbonatsedimentation dem Anstieg des Meeresspiegels nach. Während dieser kurzfristigen Abtiefung wurden Teile des Plattformrandes geflutet und es gelangten punktuell pelagische Sedimente zum Absatz.

Vergleichbare Verhältnisse sind wahrscheinlich auch aus anderen Abschnitten der Erdgeschichte mit lang anhaltender Produktion von Seichtwasserkarbonaten zu erwarten.

Literatur

- ANGIOLINI, L. et al. (1982): - Riv. Ital. Paleont. Strat., **98/2**: 137-180.
 DÜRKOOP, A. et al. (1986): - Facies, **14**: 105-150.
 RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H. (1981): - Z. dt. geol. Ges., **132**: 451-501.
 SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1982): - Facies, **6**: 147-164.
 SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P. (1983): - Geologica et Paleontologica, **17**: 179-205.

DAS KREIDE-TERTIÄR PROFIL IN CERBARA (NORDUMBRIEN, ITALIEN)

Christine LATAL

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-
Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Im Rahmen des FWF- Projektes P 12643-GEO wird das Kreide-Tertiär (K/T) Profil von Cerbara (43°36,18' N; 12° 33,67' E), Nordumbrien, Italien, magnetostratigraphisch und zyκλοstratigraphisch bearbeitet.

Im nordöstlichen Apennin liegt die K/T-Grenze im mittleren Teil

der pelagischen Scaglia Rossa Formation (Oberkreide bis Eozän). Die Formation wird aus vorwiegend roten, homogenen Kalken und mergeligen Kalken aufgebaut, mit dünnen Zwischenlagen aus Ton. Im unteren Teil der Formation und im frühen Mitteleozän treten Hornsteine innerhalb der Kalke auf. Die Scaglia Rossa Formation ist ein pelagischer Coccolithen-Foraminiferen-Kalk, der in einem absinkenden epirogenen Becken, eingeschlossen zwischen der Karbonatplattform der Adriatischen Platte im Norden, Osten und Süden und der Plattform des Ligurischen Ozeans im Westen, abgelagert wurde (MONTANARI et al. 1989). Extensionsbewegungen und Reaktivierung jurassischer Störungen zeigen sich im episodischen Vorkommen von kalkigen Turbiditen und synsedimentären Rutschungen. Die Scaglia Rossa Formation zeigt drei sedimentäre Faziesbereiche, eine proximale turbiditische, eine distale turbiditische und eine turbiditfreie Fazies (MONTANARI et al. 1989). Das Ereignis an der K/T-Grenze trat jedoch in einer tektonischen Ruhephase mit pelagischer Sedimentation auf. Die Paläotiefe des Scaglia Rossa Beckens wird mit einer Maximaltiefe von 4500 m und einer Minimaltiefe von 1500 m angegeben, sodaß die Scaglia Rossa Formation ein tieferes bathyales bis abyssales Environment widerspiegelt (MONTANARI 1991).

Das Profil von Cerbara, ungefähr 30 km nördlich von Gubbio, liegt wie das Profil von Gubbio in der turbiditfreien Fazies der Scaglia Rossa Formation. Es ist ca. 30 m lang, wobei die Kreide ca. 23 m umfaßt. Im Gelände konnten im Profil einige kleinere Störungen beobachtet werden, die Gesteine der Umgebung sind teilweise verfalltet.

Die Kreide wird aus den für die Scaglia Rossa Formation typischen homogenen roten Kalken mit Bankmächtigkeiten von 5 - 30 cm aufgebaut. Die K/T-Grenze wird repräsentiert durch eine ungefähr 3 cm dicke Tonschicht, bestehend aus einer grünen und einer roten Lage. Im Tertiär gehen die Kalke in mergelige Kalke über mit Bankmächtigkeiten von 5 - 20 cm. Zwischen den Kalkbänken sind zumeist dünne Tonlagen (wenige mm) eingeschaltet. Auffällig ist eine starke Styolithisierung der Kalkbänke, meist parallel zur Bankung.

Für die magnetostratigraphische und zyκλοstratigraphische Bearbeitung des Profils wurde aus jeder Kalkbank ein orientierter Bohrkern und zusätzlich aus den etwas dickeren (1-2 cm) Tonzwischenlagen nicht orientierte Proben entnommen.

Erste Messungen magnetischer Parameter wurden durchgeführt; an allen Bohrkernproben wurde die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) und die magnetische Suszeptibilität gemessen. An den Proben ungefähr jeder 2. Bank wurde die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) zur Erfassung des Gefüges der magnetischen Minerale im Gestein bestimmt. Weiters wurden 23 Testproben thermisch abmagnetisiert.

Die Remanenzrichtungen der Hochtemperaturkomponente der thermisch abmagnetisierten Proben weisen eine Abweichung von fast 40° von West bis Nordwest auf, wobei die Proben in mehrere Gruppen unterteilt werden können. Im Oberkreideprofil der "Furlo Upper Road", 15 km östlich von Cerbara, ergaben die magnetostratigraphischen Untersuchungen ebenfalls Bereiche mit einer Rotation der Deklination bis zu 60° (ALVAREZ & LOWRIE 1984). Diese Bereiche werden als kohärente Rutschmassen interpretiert (ALVAREZ et al. 1984). Solche Rutschkörper ohne merkliche innere Deformation, die um eine Achse senkrecht zur Schichtung während der Bewegung rotiert sind, können in Profilen häufig nur durch die Richtungsänderung der paläomagnetischen Deklination erkannt werden (ALVAREZ et al. 1985).

Neben dem Verhalten der Remanenzrichtungen spiegeln auch die AMS-Daten des K/T-Profiles von Cerbara denselben Trend, nämlich eine Rotation um 40° wider. Diese Rotation der Schichtflächen in der Vertikalen um fast 40° wurde mittels zweier unabhängiger Meßmethoden erfaßt. Dadurch können die paläomagnetischen Daten konsistent rückrotiert und die im Gelände nicht ersichtliche tektonische Verstellung somit vollständig korrigiert werden.

Literatur

- ALVAREZ, W. & LOWRIE, W. (1984): Magnetic stratigraphy applied to

- synsedimentary slumps, turbidites, and basin analysis: The Scaglia Limestone at Furlo (Italy). - Geol. Soc. America Bull., **95**: 324-336.
- ALVAREZ, W., COLACICCHI, R., MONTANARI, A. (1985): Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. - Journal of Sedimentary Petrology, **55**: 720-734.
- MONTANARI, A., LUNG, S.C., ALVAREZ, W. (1989): Synsedimentary tectonics in the Late Cretaceous-Early Tertiary pelagic basin of the northeastern Apennines. - (In: (Eds.): CREVELLO, P., WILSON, J.L., SARG, R. & REED, F.: Controls on Carbonate Platform and Basin Development), SEPM Special Publication no. **44**: 380-399.
- MONTANARI, A. (1991): Authigenesis of impact sherooids in the K/T boundary clay from Italy: new constraints for high-resolution stratigraphy of terminal cretaceous events. - Journal of Sedimentary Petrology, **61**: 315-339.

**ZUR TEKTONISCHEN STELLUNG DES
HOCHKÖNIG – NEUERGERNISSE AUF DER
GRUNDLAGE VON STRATIGRAPHISCHEN,
FAZIELLEN UND CONODONT COLOUR
ALTERATION INDEX (CAI) DATEN
(NÖRDLICHE KALKALPEN)**

Richard LEIN¹, Hans-Jürgen GAWLICK², Martin SCHAUER³ & Sebastian THUM¹

¹ Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstrasse, 1090 Wien; ² Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner Strasse 5, 8700 Leoben; ³ Institut für Paläontologie der Universität Wien, Geozentrum Althanstrasse, 1090 Wien

Das Dachsteinkalk-Riff des Hochkönigs in den südlichen Salzburger Kalkalpen gilt tektonisch allgemein als Teil des Tirolikums (z. B. TOLLMANN 1985 – cum lit.) und wird demnach als Teil des die obertriassische Dachsteinkalkkarbonatplattform nach Süden hin begrenzenden Riffgürtels gesehen. Demgegenüber stellen GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN (1994) den Hochkönig mit seiner hohen Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 6.0 und höher tektonisch zum Juvavikum.

In dieser Arbeit wird eine flächige Conodont Colour Alteration Index (CAI) Karte des gesamten Bereiches Hochkönig – Blühnbachtal – Hagengebirgssüdrand vorgestellt, die auf mehr als 180 flächig gestreuten Conodontenproben beruht. Dabei konnten in dieser Region zwei sich im Ausmaß ihrer Temperaturüberprägung stark unterscheidende Bereiche festgestellt werden: Die Obertrias Sedimente des Hochkönigs und des Hagengebirgssüdlandes (Riffgesteine, Vorriffgesteine, pelagische Einschaltungen) weisen mit CAI-Werten von CAI 6.0 und höher eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung auf. Im Bereich der Hallstätter Zone und der Werfener Schuppenzone im Blühnbachtal stehen hoch temperaturüberprägte Schichtfolgen mit CAI-Werten von CAI 6.0, z. T. auch CAI 7.0, sehr niedrig temperaturüberprägten Schichtfolgen mit CAI-Werten von CAI 1.0 und CAI 1.5-2.0 gegenüber, welche von uns als meist ortsfremde tektonische Einheiten (meist Hallstätter Schichtfolgen) angesehen werden. Daneben sind in der Schichtfolge des Hochkönig-Südlandes auch Sprünge in der Temperaturüberprägung bzw. eine Temperaturinversion festzustellen, die wahrscheinlich tektonisch bedingt sind:

1. Die unterkarnischen Leckkogelschichten weisen eine einheitliche Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI 5.0 bis CAI >5.0 auf.
2. Die über den Leckkogelschichten folgenden tuvalischen Plattenkalle zeigen CAI-Werte von CAI 5.5.
3. Die norischen und rhätischen Plattform- und Slopesedimente (Dachsteinkalk und Mannwandschichten) zeigen einheitlich hohe CAI-Werte von CAI 6.0 und höher.

Die Vorstellung einer kontinuierlichen Abnahme der

Temperaturüberprägung innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge bzw. des kalkalpinen Deckenstapels vom Liegende ins Hangende bzw. von Süden nach Norden i. S. von KRÁLIK et al. (1987) kann durch die auftretenden CAI-Werte nicht bestätigt werden. Die Temperaturüberprägung innerhalb der heute vorliegenden tektonischen Einheiten muß aufgrund der CAI-Werte vor deren Platznahme erfolgt sein. Es handelt sich somit nicht um eine von Süden in den kalkalpinen Deckenstapel hineinreichende, sondern um eine transportierte Metamorphose.

Literatur

- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- KRÁLIK, M., KRUMM, H. & SCHRÁMM, J.M. (1987): Low grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illit-Crystallinity Data and Isotopic Ages. - (In (Eds.): FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps), 164-178, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

**WACHSTUMSANALYSE EINER
MITTELTRIADISCHEN
KARBONATPLATTFORM IN DEN WESTLICHEN
DOLOMITEN (SÜDALPEN)**

Florian MAURER

Institut für Geologie der Universität, Althanstr. 14, 1090 Wien

Die Kombination von geologischer Detailkartierung (1:10.000) und Korrelation von Plattform- und Beckenkarbonaten an Aufschlüssen seismischen Maßstabs in den westlichen Dolomiten (Schlern- und Rosengartengebiet) ermöglicht eine dreidimensionale Rekonstruktion des Wachstums einer mitteltriadischen (oberanisisch – oberladinischen) Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen.

Als Hauptkorrelationswerkzeug wurden Tuffitlagen (*“pietra verde”*) herangezogen, die sich sowohl in den Beckensedimenten (Buchensteiner Schichten), als auch in den Slopesedimenten (Schlerndolomit) verfolgen lassen und eine radiometrisch erfaßte Abgrenzung des Plattformwachstums (< 4.7 Ma) erlauben (BRACK et al. 1996).

Die Plattform zeigt ein starkes Vertikalwachstum von ca. 600 – 700 Metern im Oberanis und basalen Unterladin (Reitzi und Secedensis Zone), einen Übergang in Progradation (Curionii Zone) und eine rasche Progradation von über drei Kilometern im Oberladin (Gredleri und basale Archelaus Zone). Bis zum Wachstumsende (oberladinisches Vulkanitereignis) erreicht die Plattform eine Gesamtmächtigkeit von über 850 Meter und eine Gesamtprogradation von ca. 5,5 Kilometern (Abb.1).

Die für die initiale Aggradation (Reitzi und Secedensis-Zone) errechneten Sedimentationsraten bewegen sich zwischen 250 und 300 Bubnoffs (m/Ma bzw. mm/1000a); in der oberladinischen Progradationsphase bewegte sich der Plattformrand mit einer Rate von ca. 2200 Bubnoffs (über 2 m/1000a) beckenwärts.

Vulkanische Ascheneruptionen (Ablagerung von *pietra verde*-Tuffen) scheinen einen wesentlichen Impact auf die Karbonatproduktion gehabt zu haben; ein starker Rückgang von Flachwasserdetritus am Toe of Slope nach einem Aschenausfall läßt eine starke Hemmung der Karbonatproduktion durch dieses physikalische Ereignis vermuten. Auch die Entstehung von Klinoformen wird damit in Verbindung gebracht.

Als wesentlicher Steuerungsfaktor für die Wachstumsgeometrie der Plattform können Veränderungen des relativen Meeresspiegels gesehen werden. So wird die rasche Aggradation im Oberanis/ Unterladin als Transgressive Systems Tract interpretiert; ein sich

allmählich einstellender Meeresspiegelhochstand schuf die Voraussetzung für eine rasche Progradation im Oberladin (Highstand Systems Tract). Die Meeresspiegelschwankungen in der Mitteltrias der Südalpen sind in hohem Maße tektonisch kontrolliert. Dies wird durch die unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten altersäquivalenter Karbonatplattformen im basalen Unterladin deutlich. Während die Plattformen der westlichen Dolomiten (Schlern/Rosengarten, Geisler, Latemar) im Anis/Ladin-Grenzbereich eine Mächtigkeit von 300 Metern erreichten, wuchsen Äquivalente in den östlichen Südalpen (Cenera, Bivera/Clapsavon) aufgrund der erhöhten Subsidenz bis zu einer Mächtigkeit von 500 Metern empor. Da diese Plattformen im basalen Unterladin ertranken, können die dort produzierten Sedimentmengen als Grenzwerte für das

Wachstumspotential angesehen werden. Aus dem mitteltriadischen Beispiel wird deutlich, daß sich sequenzstratigraphische Analysen in tektonisch betonten Regimen (z. B. alpine Trias) nicht zur Erarbeitung von Kurven mit globalen Meeresspiegelschwankungen eignen.

Literatur

- BRACK, P. & RIEBER, H. (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphical data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. - *Eclogae geol. Helv.*, **86**: 415-527.
- BRACK, P., MUNDIL, R., OBERLI, F., MEIER, M. & RIEBER, H. (1996): Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). - *Geology*, **24**: 371-375.

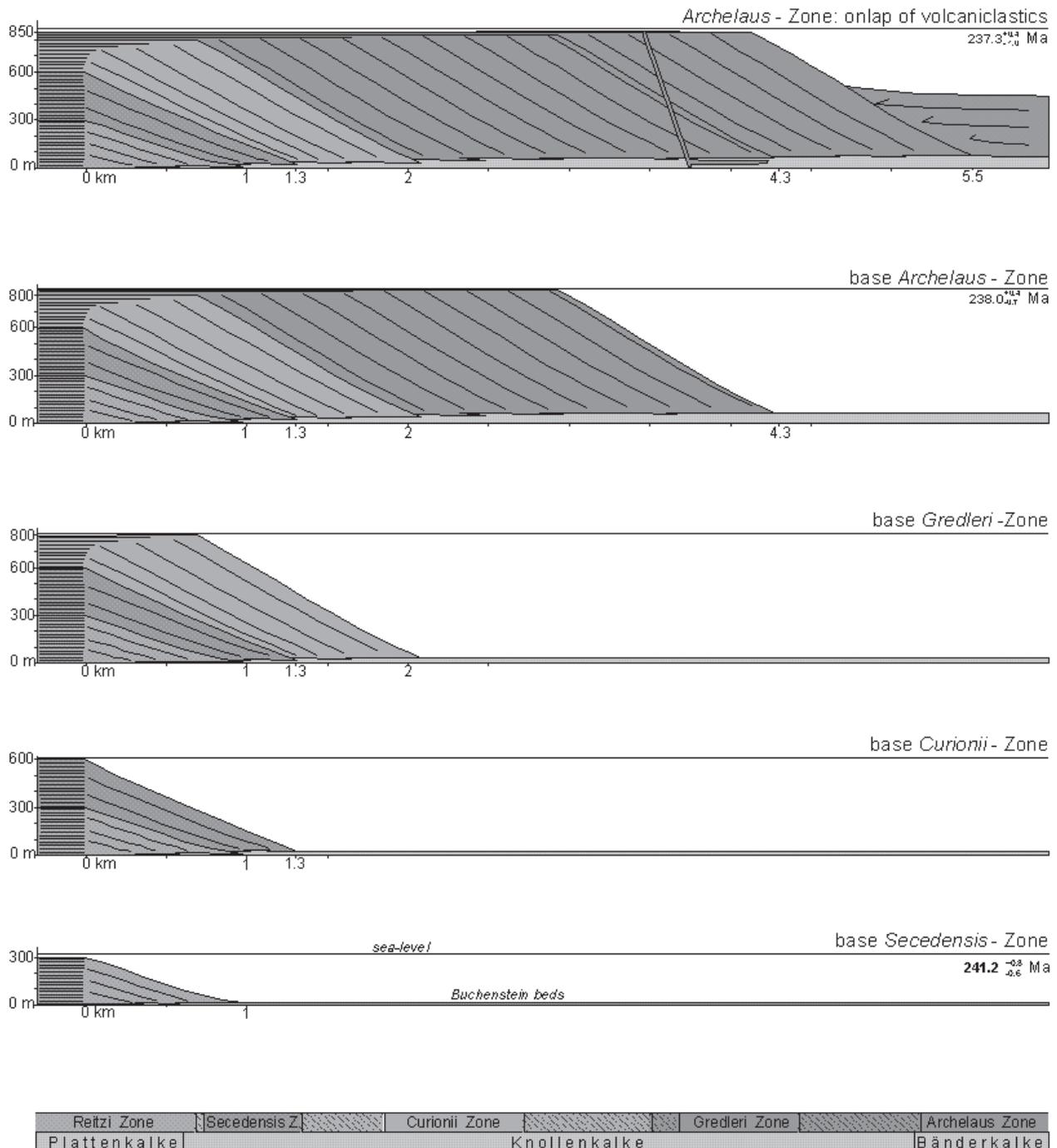


Abb. 1: Entwicklung der Schlern/Rosengarten-Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen; biostratigraphische Gliederung nach BRACK & RIEBER (1993), radiometrische Daten nach BRACK et al. (1996).

HÖHLENLEHME DER RETTENBACHHÖHLE UND SCHWEBSTOFFE IN QUELLEN DES NATIONALPARKES KALKALPEN OÖ

Franz OTTNER¹ & Harald HASEKE²

¹ Institut für Angewandte Geologie Univ. f. Bodenkultur Wien,
² Nationalpark Kalkalpen

Im Rahmen des Karst Forschungs Programmes (HASEKE et al. 1997) wurden Feinkornsedimente der Rettenbachhöhle bei Windischgarsten und Schwebstoffe von Quellen und Flüssen des Nationalparkes Kalkalpen beprobt und untersucht (OTTNER 1998). Es wurde die mineralogische und tonmineralogische Zusammensetzung, die Korngrößenverteilung sowie die Menge der Schwebstoffe bestimmt. Trotz der wenigen zur Verfügung gestandenen Proben und der zum Teil sehr geringen Probenmengen, konnte aber eine grosse Vielfalt in der qualitativen und quantitativen mineralogischen Zusammensetzung der Schwebstoffproben gefunden werden. Wie für das hauptsächlich aus Trias- und Jurakalken bzw. aus Hauptdolomit aufgebaute Einzugsgebiet zu erwarten ist, kommen in beinahe allen Gewässern des Nationalparkes die beiden Karbonatminerale Kalzit und Dolomit in unterschiedlichen Mengen vor. Quarz ist als Durchläufer in allen Proben zu finden. Schichtsilikate treten in wechselnden Quantitäten in vielen Schwebstoffen auf.

So weisen z. B. die Schwebstoffe der einem Karströhrensystem entspringenden „Maulauflochquelle“ sehr hohe Schichtsilikateanteile auf, was auf hohen erosiven Eintrag aus den Almböden des Einzugsgebietes hinweisen könnte. In einer Probe der Grossweissenbachquelle dagegen konnten neben dem dominierenden Dolomit überhaupt keine Schichtsilikate nachgewiesen werden. Das Einzugsgebiet dieser beständigen Kluftquelle ist ein dolomitisches, von Mischwald bestocktes Vorbergmassiv.

Die mineralogische Zusammensetzung der Schwebstoffe steht in einem engen Zusammenhang mit der Korngrößenverteilung: Während Nichttonminerale wie Quarz, Kalzit, Dolomit etc. in erster Linie in den gröberen Fraktionen auftreten, machen Tonminerale wie Smektit, Illit, Kaolinit etc. den überwiegenden Anteil der Tonfraktion <2 µm aus (CHAMLEY 1989). Die mineralogische Zusammensetzung der Schwebstoffe spiegelt meist die geologisch-morphologische Situation des Einzugsgebietes des Flusses wider. Insbesondere kann auf Erosions- und Umlagerungsvorgänge natürlicher oder anthropogener Natur geschlossen werden (CHAMLEY 1989, WEAVER 1989).

Allerdings sind dazu Langzeitbeobachtungen erforderlich, um den Jahresgang bei unterschiedlicher Wasserführung erfassen zu können. Innerhalb des Nationalpark-Karstprogrammes werden dzt. vierteljährliche Beprobungen durchgeführt, an einigen ausgewählten Quellen und in der Rettenbachhöhle zusätzlich „Ereigniskampagnen“ (Kurzperioden mit Intensivbeprobung) bzw. automatische Parametererfassungen mit DKM-Stationen.

Die mineralogische Zusammensetzung der Höhlenlehme ist relativ einheitlich, mit Ausnahme des Kalzit/Dolomit Verhältnisses: Während die Proben in den hinteren Bereichen der Rettenbachhöhle eine sehr ausgeprägte Dolomitdominanz zeigen, ist in den Tonen des Höhlenvorderteiles eine eindeutige Kalzitvormacht festzustellen. Die Tonminerale zeigen zwar in der quantitativen Verteilung geringe Unterschiede, können aber qualitativ als eher einheitlich bezeichnet werden. Neben durchschnittlich 30 % Chlorit, 30 % Illit und 15 % Kaolinit ist der überraschend hohe Anteil von etwa 20 % Vermikulit auffällig.

Vom Muttergestein der Rettenbachhöhle - dem Wettersteinkalk - wurde durch Lösung des Kalzites mit EDTA der unlösliche Rückstand gewonnen und untersucht. Als Ausgangssubstrat für die Höhlenlehme kommt der Wettersteinkalk nur zu einem geringen Teil in Frage, weil sich die mineralogische Zusammensetzung des unlöslichen Rückstandes (75 % Illit, 21 % Kaolinit und 4 % Chlorit) gänzlich unterscheidet und der Anteil am Gesamtgestein nur 0,07 % ausmacht.

Der Grossteil der Höhlenlehme dürfte somit aus Oberflächen-sedimenten bestehen, die pedogenetischen Prozessen unterworfen waren (Paläoböden) und in die Karsthohlräume umgelagert wurden. Die Bodenverluste der Sengsengebirgs-Hochflächen waren vor allem in der kurzfristigen Periode der Almbewirtschaftung zwischen 1850 und 1930 beträchtlich.

In der Hinteren Rettenbach Quelle (die bei Hochwasser teilweise aus der Rettenbachhöhle gespeist wird) zeigen die Schwebstoffe tonmineralogisch eindeutig eine „Höhlenlehmzusammensetzung“, die auf eine Remobilisierung und Ausschwemmung von Höhlenlehmen aus der Rettenbachhöhle hinweisen.

Literatur

- CHAMLEY, H. (1989): Clay Sedimentology. - 623 S., Springer Verlag, Berlin, New York.
- HASEKE and partners (1998): Nationalpark Kalkalpen (Upper Austria): Karst research Program. The Nationalpark Karst Program 1994-1998. - 53.S., unveröff. Studie i.A. des Nationalparkes Kalkalpen, Molln-Salzburg.
- Homepageversion im Internet: <http://ftp-waldoek.boku.ac.at/kalkalp/>
- OTTNER, F. (1998): Analyse und Interpretation ereignisbezogener Schwebstoff Frachten ausgewählter Quellwässer. - Nationalpark Karstprogramm, Teilprojekt 3.2./97. Unveröff. Studie im Auftrag des Nationalparkes Kalkalpen, 32 S., Wien.
- WEAVER, C.E. (1989): Clays, Muds, and Shales. - Developments in Sedimentology, 44: 1-818, (Elsevier) Amsterdam.

NEUE DATEN ZUR THERMISCHEN GESCHICHTE DES DRAUZUGES (OSTALPEN)

Gerd RANTITSCH & Barbara RUSSEGGER

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben,
email: rantit@unileoben.ac.at

Der ursprüngliche Ablagerungsraum des Drauzuges wurde durch die postorogene strike-slip-Tektonik in die Lienzer Dolomiten, in die Gailtaler Alpen und in die Nord-Karawanken fragmentiert. In diesen Einheiten wurde versucht durch organisch petrologische, organisch geochemische, tonmineralogische und mikrothermometrische Untersuchungen die mesozoische Paläogeothermie des Drauzuges zu erfassen. Dies kann dazu beitragen geodynamische Prozesse zu erkennen und paläogeographische Beziehungen zu rekonstruieren. Dieser Beitrag soll die vorliegende Datenlage präsentieren und erste Interpretationen zur Diskussion stellen.

Das Inkohlungsbild des Drauzuges zeigt innerhalb der Gailtaler Alpen und der Lienzer Dolomiten in der Obertrias eine generelle Zunahme der Vitrinitreflexion von Osten nach Westen. Dieser Trend wird von einigen markanten Anomalien am Nordrand dieser Einheiten (Nordschenkel der Weißensee Synklinale, Westende der Lienzer Dolomiten) überlagert. Die sehr einheitliche Vitrinitreflexion in der Obertrias der Nord-Karawanken entspricht den Reflexionswerten am Ostende der Gailtaler Alpen.

Spätdiagenetisch geprägte Illite mit Halbwertsbreiten von 0,44 bis 1,20 °Δ 2θ ohne signifikante Smektitanteile charakterisieren die karnischen Raibler Schiefer. In der höheren Trias (Nor) sind Illit/Smektit-Mixedlayer-Phasen stabil. Raibler Schichten aus den Nordkarawanken zeigen im Vergleich zu den Gailtaler Alpen höhere Smektitanteile. Am Nordrand der Gailtaler Alpen ist die Illitkristallinität höher als in den internen Bereichen.

Kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse, die in authigenen Quarzen im Hauptdolomit des Drauzuges eingeschlossen sind, wurden durch fluoreszenzmikroskopische und gaschromatographische Methoden als niedermolekulares Gaskondensat charakterisiert. Durch mikrothermometrische Untersuchungen konnten deren Bildungsbedingungen mit 130 bis 180 °C bei einem Druck von 35 to 70 Mpa abgeschätzt werden. In Erzmineralen (Sphalerit und Bleiglanz) der Pb/Zn-Vererzungen des Drauzuges konnten erstmals Kohlenwasserstoffphasen gaschromatographisch nachgewiesen werden. Deren chemische Zusammensetzung ent-

spricht dem Chemismus der in den Quarzkristallen eingeschlossenen Fluids. Variable Methangehalte in den Einschlüssen werden durch lokale Variationen in der thermischen Überprägung erklärt. Daher wird für beide Fluidpopulationen eine gemeinsame Herkunft angenommen. Die ermittelten Bildungstemperaturen sind höher als die durch ein thermisches Beckenmodell abgeschätzten maximalen Formationstemperaturen.

Aus diesen Daten ergibt sich ein erstes Modell der mesozoischen Paläogeothermie im Drauzug. In diesem Modell kann hinsichtlich der thermischen Überprägung eine Anbindung der Nord-Karawanken an das Ostende der Gailtaler Alpen erkannt werden. Die heute nördlich davon befindliche mesozoische Bedeckung der Gurktaler Decke läßt sich in diese Zonierung einbinden. Die als thermische Anomalien erkannten Bereiche des Drauzuges werden durch ein mittelkretazisches bis tertiäres hyperthermisches Fluidereignis erklärt.

FAZIESANALYSE EINES GEMISCHT SILIZIKLASTISCH-KARBONATISCHEN SCHELFS IM EXTERNEN BEREICH EINES OROGENS (SANTON, SÜDPYRENÄEN, SPANIEN)

Diethard SANDERS¹ & Josep Maria PONS²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria. ² Departamenta de Geologia, Unitat de Paleontologia, E-08193 Bellaterra (Barcelona), Espagna

In der Basturs Formation (Santon p.p., Südpirenäen, Spanien) zeigt ein Aufschluss subparallel zum ursprünglichen Schichtstreichen zwei gegenläufige proximal-distal Schelfgradienten zu einer Vertiefung auf dem Schelf. Der östliche Aufschlussteil besteht aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit Flachwasserkalken, der westliche Aufschlussteil zeigt eine Wechsellagerung von Schelfmergeln, Flachwasserkalken und hybriden Areniten. Der zwischen dem östlichen und dem westlichen Abschnitt gelegene, zentrale Abschnitt besteht grösstenteils aus Schelfmergeln, die örtlich in Rutschmassen und Rutschfalten verformt sind. Während der Späten Kreide bildeten sich im Vorland und am Rücken von Überschiebungs-Antiklinalen im externen Bereich des Pyrenäen-Orogens Karbonatplattformen und siliziklastisch-karbonatische Schelfe, die von Tiefwasserbereichen mit Turbiditen und Mergeln umgeben waren. Die Basturs Formation überlagert eine Karbonatrampenfolge (Montagut Formation; Turon-Coniac), und wird ihrerseits von tiefneritischen Mergeln (Podega Subformation; Santon-Campan) und, entlang einer tief eingeschnittenen Winkeldiskordanz, von flachmarinen Areniten der Aren Formation (Maastricht) überlagert.

Die Basturs Formation besteht aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit vier, einigen Zehnermeter dicken Intervallen von Flachwasserkalken. Die Schelfmergel sind knollig, im Bruch bläulich, und enthalten meist Lacazina, Einzelkorallen, einzelne Stockkorallen, Seeigel, einzelne Rudisten und andere Muscheln, Armfüssler und Schnecken. Örtlich sind wellige Bänke aus bioklastischen Kalken eingeschaltet, die an ihrer Basis Kolkmarken zeigen. Jedes der Intervalle der Flachwasserkalke besteht aus einem Stapel von oben-flach Zyklen die von unten nach oben aus einer Korallen-Rudisten Konstruktion, einem Rudistenbiostrom und, am Top, einem Bankstoss von bioklastischen Kalkareniten bestehen. Innerhalb eines Zyklus ändern sich die Dicke und spezifische Ausprägung der Fazies von proximal (Ost) zu distal (West). Die beschriebenen Zyklen werden örtlich von bis über 10 Meter dicken oben-grob Bankstössen von bioklastischen Kalkareniten vertreten. Jedes der Intervalle von Flachwasserkarbonaten besteht aus einem unteren Teil A, in dem die Zyklen nach oben dünner werden und eine allgemeine Verringerung der Ablagerungstiefe anzeigen, und einem oberen Teil B in welchem die Zyklen dicker werden und

eine Vertiefung anzeigen.

Im westlichen Aufschlussabschnitt ist der Teil B der Flachwasserkalk-Intervalle nicht vorhanden. Im westlichen Abschnitt besteht die Basturs Formation aus Mergeln und Flachwasserkalken wie beschrieben, und aus glaukonitführenden, siliziklastisch-bioklastischen Areniten die wellige Banking und hügelige Kreuzlamination zeigen. Bankstösse dieser hybriden Arenite überlagern den Teil A der Intervalle der Flachwasserkalke an scharfer Grenze, und gehen nach oben insgesamt graduell in die Schelfmergel über, die wiederum an einem raschen vertikalen Übergang von Flachwasserkarbonaten überlagert werden. Die Arenit-Bankstösse werden nach Westen dicker und keilen gegen Osten aus, indem die jeweils unterste Bank am weitesten gegen Osten ausgreift, die höheren Bänke aber zunehmend weiter westlich durch Ausdünnen, Vermergeln und eine Abnahme des mittleren Korndurchmessers in die seitlich benachbarten, zeitgleichen Schelfmergel übergehen. Der zentrale Aufschlussteil besteht grösstenteils aus Schelfmergeln, die örtlich in Rutschmassen und Rutschfalten verformt sind.

Die Vergenzen der Rutschfalten zeigen zwei Hanggradienten an, einen westlich einfallenden und einen östlich einfallenden. Die beschriebenen Beziehungen zeigen, dass im Aufschluss zwei proximal-distal Gradienten vorliegen, (1) ein Ost-West proximal-distal Gradient im östlichen Aufschlussbereich, und (2) ein West-Ost proximal-distal Gradient im westlichen Abschnitt. Dazwischen lag eine relative Vertiefung, in welcher Schelfmergel abgelagert wurden, die je nach lokaler Hangneigung in Rutschfalten mit westlicher bzw. östlicher Vergenz verformt wurden. Die Faziesarchitektur der Basturs Formation wird als Ergebnis von Meeresspiegelschwankungen gedeutet. Die Karbonatschelfe progradierten während eines Meeresspiegelhochstandes bis -falles. Die Sequenzgrenzen sind als Typ II Sequenzgrenzen ausgebildet. Während des Meeresspiegelanstiegs kam es zum Rückschreiten der Karbonatschelfe bei gleichzeitigem Vorrücken der Schelfmergel, bzw. im Westen zur Ablagerung der hybriden Arenite und deren Rückschreiten. Während des Meeresspiegelhochstandes wurden grossenteils Schelfmergel abgelagert.

EIN KARBONAT-"MIKROSCHELF" AM TOP EINER SUBMARINEN RUTSCHMASSE (SANTON, COLLADES DES BASTURS, SÜDPYRENÄEN)

Diethard SANDERS¹ & Josep Maria PONS²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria. ² Departamenta de Geologia, Unitat de Paleontologia, E-08193 Bellaterra (Barcelona), Espagna

Während der Ablagerung der Basturs Formation (Santon p.p., Collades des Basturs, Südpirenäen) kam es am Dach einer submarinen Rutschmasse zur Ausbildung eines einige Hundert Meter breiten Karbonat-"Mikroschelfes" dessen Abfolge aus mehreren oben-flach Zyklen besteht, welche entlang einer Seite des Karbonat-Mikroschelfes eine Umkehr des regionalen proximal-distal Gradienten anzeigen.

Die Basturs Formation ist eine bis einige Hundert Meter dicke Abfolge die im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von Schelfmergeln mit vier, mehrere Zehnermeter dicken Abfolgen von Flachwasserkalken besteht. In den Intervallen der Flachwasserkalke lässt sich ein deutlicher proximal-distal Gradient feststellen. Für den östlichen und den zentralen Aufschlussbereich der Collades des Basturs ist Ost "regional proximal" und West "regional distal". Eines der Intervalle der Flachwasserkalke zeigt nahe seinem distalen Ende die konkave Ausbruchsnische einer Rotationsrutschung; die Rutschmasse selbst kam einige Zehnermeter unterhalb des Abrisspunktes zum Stehen. Die Ausbruchsnische ist mit Schelfmergeln verfüllt. Am Dach der Rutschmasse findet sich ein im Aufschluss grob keilförmig umrissener Körper

von Flachwasserkalken, der nach Osten und nach Westen mit Schelfmergeln verzahnt. Die dickere Seite des Keils von Flachwasserkalken ist gegen Osten (regional proximal) hin, das ausdünnende Ende nach Westen (regional distal) hin orientiert. Im paläomorphologisch wahrscheinlich höchsten Bereich der Rutschmasse liegt der Körper aus Flachwasserkalken knapp über den Kalken, die der unterliegenden Rutschmasse angehören; gegen Westen und gegen Osten hin, also zu den paläomorphologisch tieferen Bereichen der Rutschmasse und ihrer Umgebung, liegt unterhalb der Basis des Flachwasserkalk-Keils ein zunehmend dickeres Intervall von Schelfmergeln.

Der Keil aus Flachwasserkalken ist einige Hundert Meter lang, einige Zehnermeter dick, und besteht aus Korallen-Rudisten Kalken, Rudistenkalken und bioklastischen Kalkareniten. Diese Lithologien sind vertikal in oben-flach Zyklen angeordnet. Von unten nach oben besteht ein Zyklus aus einem hügelartigen Intervall von Korallen-Rudisten Kalken, einem vergleichsweise dünnen, seitlich weit anhaltenden Intervall von Rudistenkalken und einem bis mehrere Meter dicken Intervall aus bioklastischen Kalkareniten, deren Komponenten zum Top hin besser sortiert und besser gerundet werden. Die Korallen-Rudisten Hügel sowie die sie überlagernden Rudistenkalke keilen sowohl nach Osten (regional proximal) als auch nach Westen (regional distal) hin sichtbar aus, und verzahnen mit den Schelfmergeln. Die Intervalle der bioklastischen Kalkarenite greifen seitlich bis mehrere Zehnermeter weit über die Korallen-Rudisten Hügel und die Rudistenkalke aus, und bestehen aus einem Bankstoss von sigmoidalen bis schief-tangentialen Bänken, die an ihrem distalen Ende einen deutlichen downlap auf die unterlagernden Schelfmergel zeigen.

Der beschriebene Körper von Flachwasserkalken wird als ein Karbonat-„Mikroschelf“ interpretiert, der sich am Dach der Rotationsrutschung ausbildete. Die Ausbildung des Karbonat-„Mikroschelfs“ geht auf eine durch die submarine Rutschung hervorgerufene, lokale Erhebung des Meeresbodens zurück, wobei die vergleichsweise tiefer gelegene Umgebung der Rutschmasse (Bereich der Ausbruchsnische, und Bereich der unverformten Sedimente in regional distaler Richtung vor der Rutschung) dem morphologisch höheren Bereich der Rutschmasse gegenüberstand. Das Wasser über der Rutschmasse war seicht genug, um die Ansiedlung einer karbonatproduzierenden Lebensgemeinschaft und im weiteren die Ausbildung eines Karbonat-„Mikroschelfes“ zu ermöglichen. Die asymmetrische Morphologie der Rutschung spiegelt sich in der keilförmigen Asymmetrie des Karbonat-Mikroschelfes wider. Die infolge der Rutschung verursachte Vertiefung des Meeresbodens nahe der Ausbruchsnische führte zu einer örtlichen „proximal-distal Umkehr“ innerhalb des regionalen Gradienten. Diese proximal-distal Umkehr zeichnet sich in der äusseren, asymmetrischen Form sowie in den Ablagerungsgeometrien des Karbonat-Mikroschelfes ab.

SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROFAZIELLE UNTERSUCHUNGEN EINER OBERTRIADISCHEN KARBONATPLATTFORM IN DEN JULISCHEN ALPEN/SLOWENIEN

Ute SATTLER

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090
Wien, E-mail: a9100789@unet.univie.ac.at

SCHLAGER (1981) definierte das Ertrinken von Riffen und Karbonatplattformen (= Drowning) als Event bei dem der Anstieg des relativen Meeresspiegels größer ist als die Akkumulationsrate der Flachwasserkarbonate. Die Riffe und Karbonatplattformen geraten dadurch unter die photische Zone, wodurch die Karbonatproduktion eingestellt wird. Zahlreiche Drowning-Events wurden quer durch die Erdgeschichte beschrieben. In Anbetracht der enormen Produk-

tionsraten von Riffen und Karbonatplattformen, erscheinen langanhaltende, langsame geologische Prozesse, wie durchschnittliche Beckensubsidenz, als mögliche Drowning-Ursache unwahrscheinlich. Mögliche Gründe für das Ertrinken von Riffen und Karbonatplattformen sind nach SCHLAGER:

- 1) Rapider Anstieg des relativen Meeresspiegels ausgelöst durch regionale Tektonik (relativer Meeresspiegelanstieg ist größer als die Akkumulationsrate der Riffe und Plattformen).
- 2) Eingeschränktes Wachstum des Benthos, durch Veränderung der Umweltbedingungen.

Ein vorangehendes Auftauchen der Seichtwasserentwicklung ist ein häufig beschriebenes Phänomen, daß ein nachfolgendes Drowning ermöglichen kann.

In der tiefen Obertrias der Julischen Alpen ist ein abrupter Fazieswechsel von Seichtwasserkalken zu pelagischen Plattenkalken weit verbreitet (SCHLAF et al. 1997). Eine dieser Abfolgen (am Razor, 2601 m) soll in dieser Arbeit sedimentologisch und mikrofazial untersucht werden. Das Liegende dieser Schichtfolge wird von karnischen Riffkalken gebildet.

Darüber folgt eine bis zu 150 m mächtige, lagunäre Entwicklung. Bei den gut gebankten Karbonaten handelt es sich um Loferite und grapestonefazielle Onkoid-Bindstones, die peritidales Flachwasser anzeigen. Caliche-Pisoide und Krusten, Tepee-Strukturen, mit rotem Mergel-verfüllte Hohlräume, „vadose Silte“ sowie black pebbles weisen auf oftmaliges Auftauchen von Teilen der Lagune hin. Die Lagunenkalke werden mit einer Faziesdiskontinuität von Plattenkalken überlagert. Die sehr scharfe Grenzfläche zeigt kein Relief. Bei den Plattenkalken handelt es sich um allodapische Pack-Grainstones, mit reicher pelagischer Fauna (Ammoniten, Conodonten, Filamente), die intern sowohl Bioturbation, als auch Lamination und Gradierung erkennen lassen. Neben den pelagischen Elementen beinhalten die Plattenkalke auch Seichtwasserkomponenten, wie Rindenkörner und Riffklasten. Der liegendste Bereich ist außerordentlich reich an Makrofossilien, vor allem Brachiopoden und Ammoniten, die in zwei dünnen Horizonten gehäuft auftreten. Insgesamt zeigen die Plattenkalke einen deutlichen Faziesprung zu tieferem, pelagisch beeinflussten Environment. Conodonten belegen ein Einsetzen der Schichtfolge im mittleren Oberkarn. Aufgrund des Fehlens von Fossilien des tiefen Oberkarns muß mit einer zeitlichen Lücke von mindestens 1,5 Ma (= 1 Ammonitenzone) zwischen unterlagernder Karbonatplattform und pelagischer Auflage gerechnet werden. Die nur 10 m mächtigen Plattenkalke umfassen eine kalkulierte Zeitdauer von 3 Ma (= 2 Ammonitenzonen), und sind daher stark kondensiert. Zum Hangenden hin geht die Serie in Riffschuttkalke (8 m mächtig) über, die schließlich von einer weiteren 70 m mächtigen Riffentwicklung („Razor-Riffe“, RAMOVŠ 1986) überlagert werden. Im Gipfelbereich des Razor folgt eine weitere pelagische Einschaltung in Form von Spaltenfüllungen von roten Mikriten, die Halobien und Ammoniten des höchsten Oberkarn führen.

Der abrupte Fazieswechsel von lagunären Seichtwasserkalke zu tiefermarin abgelagerten Plattenkalken weist auf ein Ertrinken der Karbonatplattform hin. Die in der Einleitung erwähnten, beiden Drowning-Ursachen erscheinen für die Abfolge am Razor unwahrscheinlich:

- 1) Bei einem massiven Anstieg des relativen Meeresspiegels sind retrogradierende Riffe über der Lagune zu erwarten, welche fehlen.
- 2) In den hangenden Bänken der Lagunenkalke konnte anhand der Mikrofazies, keine Veränderung der Umweltbedingungen festgestellt werden, welche ein Ertrinken der Plattform bei kontinuierlicher Subsidenz ermöglicht hätte.

Nach lithofaziellen Vergleichen mit dem Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen erfolgte das Absterben der karnischen Karbonatplattform in den Julischen Alpen zeitgleich mit einem Regressionsereignis, das in den Nördlichen Kalkalpen zur völligen Unterbrechung der Flachwasserkarbonatproduktion führte (Reingrabener Wende, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974). Allerdings läßt sich ein, durch Regression bedingtes Auftauchen der Plattform am Razor nicht belegen, da Verkarstungserscheinungen sowie mikro-

fazielle Anzeichen meteorischer Diagenese (Caliche Pisoide, "vadose Silte", gravitative Zemente) in der hangendsten Bank der Lagunenkalke fehlen.

Literatur

- RAMOV, A. (1986): Paläontologisch bewiesene Karn/Nor-Grenze in den Julischen Alpen. - *Newsl. Strat.*, **16**: 133-138.
- SCHLAF, J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1997): Sequenzstratigraphie obertriadischer Karbonatplattformen aus den Julischen Alpen (Slowenien). - 12. Sedimentologentreffen, Köln, Kurzfassungen, p. 211.
- SCHLAGER, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **92**: 197-211, Boulder.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67**: 165-193, Wien.

HÖHLENSINTER ALS KLIMA-ARCHIVE

Christoph SPÖTL¹, Augusto MANGINI², Stephen J. BURNS³,
Rudolf PAVUZA⁴, Karl KRÄINER¹, Norbert FRANK², Karl
RAMSEYER³, Walter KUTSCHERA⁵

¹ Institut für Geologie u. Paläontologie Univ. Innsbruck,

² Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Univ. Heidelberg,

³ Geologisches Institut Univ. Bern, ⁴ Karst- und Höhlenkundl.

Abt. Naturhist. Museum Wien, ⁵ VERA, Univ. Wien

Gross angelegte internationale Untersuchungen an Tiefseebohrkernen und polaren Eiskernen haben das Wissen und Verständnis um globale Klimaschwankungen der jüngsten geologischen Vergangenheit revolutioniert. Grosser Handlungsbedarf besteht jedoch für die terrestrischen Paläoklima-Forschung in Gebieten mittlerer und niederer Breiten. Laminierte Seesedimente stellen dort ein nahezu ideales Archiv dar, doch ist deren Anwendung räumlich auf Gebiete außerhalb der quartären Großvereisungen und zeitlich auf die letzten paar Zehntausend Jahre beschränkt (Radiokarbon Messbereich). Gerade in Gebirgsgebieten wie den Ostalpen ist es daher sehr schwierig, gute Klima-"proxy"-Daten

aus Zeiten vor dem Würm-Hochglazial zu erhalten.

Höhlen und die darin gebildeten Sedimente stellen ein viel versprechendes Archiv dar, das Umweltparameter über sehr lange Zeiten aufzeichnen und vor der Erosion bewahren kann. Im Rahmen eines FWF-Forschungsprojektes werden Kalksinter aus ausgewählten ostalpinen Höhlen untersucht. Zur chronologischen Einstufung einzelner Stalagmiten und Bodensinter kommt dabei für Österreich erstmalig die hochpräzise Thermionen-Massenspektrometrie (basierend auf dem U-Th Ungleichgewicht), kurz TIMS genannt, zur Anwendung. Die Methode erlaubt es, Karbonatproben ab etwa 0.01 ppm U absolut zu datieren, wobei die maximale Reichweite bei etwa einer halben Million Jahre liegt. Es wird so vorgegangen, dass innerhalb einzelner Speleotheme mehrere TIMS Messungen vorgenommen werden, um Aussagen über den genauen zeitlichen Umfang der betreffenden Sinterbildung und deren Wachstumsdynamik zu erhalten. Parallel dazu werden hochauflösend die stabilen O- und C-Isotopenwerte gemessen und eine detaillierte petrographische Untersuchung des Materials durchgeführt. Die zu erwartenden Ergebnisse erlauben in mehrfacher Hinsicht Rückschlüsse auf Umweltveränderungen im Bereich oberhalb der Höhle: (a) Die Tatsache, dass sich während eines bestimmten Zeitfensters Sinter bilden konnten, beweist das Vorhandensein von flüssigem Wasser zu dieser Zeit (vgl. Glazialzeiten). (b) Es ist bekannt, dass warm-feuchte Klimabedingungen und die damit einhergehende ausgedehnte Bodenbildung Karstprozesse beschleunigen, was sich in relativ hohen Wachstumsraten der Speleotheme in den Höhlen darunter widerspiegelt. (c) Die O-Isotopenzusammensetzung des Speleothem-Kalzits ist primär eine Funktion des O-Isotopenwertes des mittleren Jahresniederschlags im Einzugsgebiet der Höhle und dieser ist wiederum primär durch die Lufttemperatur kontrolliert. Somit können aus den zeitlich präzise eingehängten stabilen Isotopenzeitreihen säkulare Temperaturänderungen detektiert werden. Der große Vorteil der Speleotheme besteht nicht zuletzt darin, dass das aufgezeichnete Isotopensignal dem Jahresmittelwert entspricht und die kurzfristigen Temperaturschwankungen bedingt durch die große Verweildauer in den langsam fließenden Karstkanälen effektiv ausgefiltert wird.

Vorläufige Daten aus einigen alpinen Höhlen (Obir, Spannagel) werden vorgestellt.

4. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 13. November 1999

Organisation: Werner PILLER & Bernhard HUBMANN

Kurzfassungen

KLIMASIGNALE IN TROPFSTEINEN EIN BEISPIEL VON PEGGAU, STEIERMARK UND DER PIATRA HÖHLE, DOBROGEA, RUMÄNIEN

BOJAR, A.-V.¹, LASCU, C.² & BOJAR, H.-P.³

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; ² Institut de Speologie, Str. Frumoasei 11, Bucuresti, Romania;

³ Landesmuseum Joanneum, Referat für Mineralogie, Raubergasse 10, A-8010 Graz

Karbonatische Gesteine bedecken etwa 20 % der kontinentalen Oberflächen und zählen dadurch zu den wichtigsten sedimentären

Ablagerungen. Karbonate werden von Wasser relativ einfach attackiert und in Lösung gebracht. Dies führt zur Ausbildung von Lösungshohlräumen, sogenannte Karstbildungen. Wasser enthält in geringen Mengen CO₂, welches aus der Atmosphäre oder dem pflanzlichen Stoffwechsel bezogen wird.

Lösung von Karbonaten erfolgt nach folgender Reaktion:



Wasser und gelöstes Karbonat durchdringen das Gestein entlang von Rissen und Schwächezonen. Im Bereich von Karsthohlräumen gelangt das Wasser wieder an die Atmosphäre. Dadurch entweicht HCO₃⁻ in Form von CO₂ aus dem Wasser. Dies führt zur Fällung von Karbonat und damit zur Formung von Sinterbildungen und Tropfsteinen. Typische Wachstumsraten werden mit 0.05 bis 0.1 mm pro Jahr angegeben (HARMON et al. 1975).

Die durchschnittliche Wassertemperatur in Karstsystemen ist

keinen großen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen und entspricht ca. dem jährlichen Mittelwert des Bodens über dem Höhlensystems (FORD & WILLIAMS 1989).

Der Isotopenverteilungskoeffizient für das System Calcit–Wasser, $a = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Calcit}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Wasser}}$ ist hauptsächlich temperaturabhängig. Bei höheren Temperaturen Calcit wird relativ zu Wasser an ^{18}O angereichert. Dadurch ist die Isotopenverteilung in Tropfsteinen ein Mittel um klimatische Schwankungen in der Vergangenheit nachzuweisen (SCHWARCZ 1986). Tropfsteine mit Durchmessern von 17 bis 60 cm wurden senkrecht zur Längserstreckung geschnitten und poliert. Der Probenabstand entlang eines radialen Profils beträgt 5 mm. Die Proben sind am Stabile Isotope Labor der Karl – Franzens – Universität Graz mittels einer vollautomatischen Linie aufbereitet und in einem Delta plus Massenspektrometer auf C und O – Isotope analysiert worden.

Peggau, Steiermark:

Deutlich zu erkennen sind starke Schwankungen der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisse. Zwischen der Sauerstoff und Kohlenstoff Verteilung gibt es keine Korrelation. Dieser Faktor ist ein wichtiges Indiz, daß die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Verhältnisse durch Temperaturschwankungen und weniger durch Entgasungsungleichgewichte hervorgerufen werden.

Piatra Höhle, Dobrogea, Rumänien

Die analysierten Tropfsteine zeigen starke $\delta^{18}\text{O}$ Schwankungen entlang der analysierte Profile. Diese haben eine Amplitude von ungefähr 2.5 ‰. Die Tropfsteine aus dieser Höhle zeigen 3 bzw. 2 peaks. Diese peaks sind mit dünnen grauen Schichten und gelben Calcit in Verbindung und deuten auf geringe Fällungsraten oder Wachstumsstillstand hin.

Entlang dreier Wachstums Lamellen wurden ca. 60 Proben analysiert. Die statistisch signifikante Korrelation zwischen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ deuten eine rasche CO_2 Entgasung und Fraktionierung zwischen CO_2 und HCO_3^- während der Calcit Ausfällung an (HENDY 1971, SCHWARCZ 1986; BAR-MATTHEWS 1996). Nichtsdestoweniger führte die Fraktionierung nur zu einer Variation von 0.5 ‰ für $\delta^{18}\text{O}$ und bis 1 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$.

Durch die großen Variationen der $\delta^{18}\text{O}$ Isotope können diese Tropfsteine als Paläoklimaindikatoren angewendet werden. Um sie mit anderen Klimaindikatoren und Kälte-/Wärmeperioden zu korrelieren sind U-Th Datierungen notwendig. Eine Änderung von 1 °C in der Fällungstemperatur vergrößert die ^{18}O Fraktionierung von Calcit und Wasser um ca. 0.24 ‰ (HANDY & WILLIAMS 1968, O'NEIL et al. 1969). Eine Variation von 2.5 ‰ wie in diesen Tropfsteinen entspricht demnach einer Schwankung der durchschnittlichen Temperatur von ca. 10 °C.

GENESEN ZYLINDRISCHER STRUKTUREN IN SEDIMENTGESTEINEN

FENNINGER, A.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; e-mail: alois.fenninger@kfunigraz.ac.at

Wenngleich zylindrische Strukturen seit dem Präkambrium bekannt sind, wurden sie aufgrund ihres geringen Erhaltungspotentials vor allem aus rezenten bis subrezenten Sedimenten bekanntgemacht. Die Genese derartiger Strukturen ist sehr vielfältig. Prinzipiell können sie jede Raumlage einnehmen und verdanken ihrer Entstehung biologischen oder sedimentologischen Ursachen. Sowohl in ihrer Zusammensetzung (die Größe der Komponenten schwankt von der Ton- bis zur Geröllfraktion) als auch in ihren Dimensionen (mm bis 100-te m) zeigen sie ein sehr breites Spektrum.

Sedimentologisch bedingte zylindrische Strukturen verdanken ihre Entstehung anthropogenen oder geogenen Prozessen; sie werden häufig mit Vorläuferphänomenen wie z. B. Dammbriichen,

Rutschungen, Erdbeben etc. in Zusammenhang gebracht.

Von zahlreichen Theorien über die Genese zylindrischer Strukturen, die in den letzten Jahrzehnten vorgestellt wurden, werden vier herausgegriffen, und zwar solche in Zusammenhang mit Bodenbildungen, in Form von "penetrative calcretes" in semiariden Klimaten, Eiskeilen, sowie "Plugs and Plug Circles" in Permafrost-Gebieten.

Hinzuweisen ist des weiteren auf konkretionäre Bildungen in Zusammenhang mit kalzitgesättigten Grundwasserströmen.

Die wohl bekanntesten zylindrischen Strukturen stellen Schlammrespektive Sandvulkane dar, die häufig in Zusammenhang mit Rutschungen und Gleitungen und den daraus resultierenden "circular jets" gebracht werden.

Zuletzt sei noch auf Verfüllungen von Strudellöchern verwiesen. Beispiele aus der oberkarbonen Auerniggruppe der Karnischen Alpen und aus rezenten Sedimenten der Mur (Steiermark) werden vorgestellt.

DIE RADIOLARITBECKEN (GENESE, ALTERSSTELLUNG, BREKZIEN) DES MITTEL- UND OBER-JURA IN DEN NÖRDLICHEN KALKALPEN – STAND DER FORSCHUNG UND OFFENE FRAGEN

GAWLICK, H.-J. ¹, WEGERER, E. ¹, SUZUKI, H. ², MISSONI, S. ¹, JANAUSCHEK, W. ¹, PÖTTLER, D. ¹ & DIERSCHKE, V. ³

¹ Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben; ² Department of Earth and Environmental Sciences, Faculty of Science, Yamagata University, Yamagata 990, Japan; ³ Peuntgraben 14, D-97320 Sulzfeld/Main

Die Genese und die sedimentäre Füllung der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen ist für das Verständnis der geodynamischen Vorgänge im höheren Jura von entscheidender Bedeutung. Im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ist entlang einer Nord-Süd-Traversal von der Osterhorngruppe im Norden bis zum Tennengebirge im Süden die zeitliche Aufeinanderfolge der Radiolaritbeckenentwicklung gut dokumentiert. Die zeitliche Aufeinanderfolge der Becken- und Schwellenentwicklungen und die sedimentären Beckenfüllungen (Lammer Becken, Trattberg Schwelle und Tauglboden Becken) zeigt den genauen Verlauf dieser Entwicklung.

Da zur Zeit die erste Platznahme des Juvavikums, d. h. des Tiefjuvavikums (= Hallstätter Gesteine) und besonders des Hochjuvavikums (= Kalkhochalpin, z. B. Berchtesgadener Decke, Dachstein Decke) kontrovers diskutiert wird (z. B. Platznahme zur Zeit des Kimmeridgium – BRAUN 1998 – cum lit. (gesamter Göll-Komplex als Juvavikum), der höheren Unter-Kreide – SCHWEIGL & NEUBAUER 1997 – cum lit., des Tithonium – PLÖCHINGER 1996 – cum lit., des Oxfordium – GAWLICK 1996 – cum lit.), ist für die Bestimmung des zeitlichen Rahmens der Platznahme des Juvavikums und dabei besonders des Hochjuvavikums einerseits die stratigraphische Einstufung der im Liegenden auftretenden Radiolaritsedimente und andererseits eine detaillierte Komponentenbestandsanalyse der in die Radiolarite bzw. Kieselsedimente eingeschalteten Brekzienkörper unerlässlich. Eine Einstufung der Kieselsedimente ist einerseits durch die direkte stratigraphische Einstufung mit Hilfe der Radiolarien und andererseits über Komponentenbestandsanalysen von eingelagerten Brekzienkörpern möglich. Mit Hilfe dieser Untersuchungen ist es dann möglich, die auftretenden Kieselsedimente den aus dem zentralen Mittelabschnitt bekannten Radiolaritbecken zuzuordnen:

- 1) dem Lammer Becken (Callovium – mittleres Oxfordium) im südlichen Bereich und

- 2) dem Tauglboden Becken (?höheres Oxfordium – tieferes Tithonium) im zentralen Bereich und einem
- 3) heute noch weitgehend unbekanntem Becken (?Bathonium – Callovium).

Das W-E streichende Lammer-Becken liegt innerhalb der tirolischen Staufen-Höllengebirgs-Decke. Es wird im Norden von der Osterhorngruppe und im Süden vom Hagengebirge und vom Tennengebirge begrenzt. Der stratigraphische Umfang der 1500 m mächtigen Strubbergsschichten (= Lammer Beckenfüllung) umfaßt tieferes Callovium bis unteres/mittleres Oxfordium (GAWLICK & SUZUKI 1999). Lithologisch und lithofaziell bestehen die Strubbergsschichten aus sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenttypen: a) Kalke, Kieselkalke und Radiolarite, b) Mergel und Mergelkalke, Manganschiefer, c) Resedimente, d) grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien und e) polymikte Grobbrekzien und Gleitschollen, f) Manganschiefer.

Das Material der polymikten Brekzienkörper bzw. die Gleitschollen stammen ausschließlich aus dem Kalkhochalpinen Raum (Hallstätter Zone i. w. S. - GAWLICK 1996). Eine detaillierte Analyse des Sedimentationsverlaufes im Lammer Becken zeigt, daß zuerst die Gesteine der distalen Bereiche des Kontinentalrandes, das Meliatikum und der Hallstätter Salzbergfaziesraum, mobilisiert und umgelagert wurden. Danach wurden die Gesteine des Zlambachfaziesraumes und schließlich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes mobilisiert und in das Lammer Becken umgelagert.

Der Sedimentationsverlauf: Im basalen Abschnitt der Lammer Beckenfüllung werden Kieselkalke, Radiolarite und Mergel abgelagert. Darüber folgen zuerst geringmächtige Turbidite und schließlich verschiedene Typen von Brekzienkörpern, die z. T. komponentengestützt und z. T. matrixgestützt sind. Das Komponentenmaterial der ersten Brekzienkörpergeneration stammt aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Karn bis Nor). Darüber folgen Brekzien, die neben Komponenten und Megaolistolithen aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Anis bis Lias) auch einige wenige resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich führen. Im mittleren Abschnitt der Lammer Beckenfüllung dominieren Megaolistolithe und große Gleitschollen. Zuerst treten Schollen aus Werfener Schichten (Skyth) auf, die überlagert werden von Großschollen, die aus dem proximalen Zlambachfaziesraum stammen (Karn bis Nor). Brekzien, die diese Großschollen überlagern, führen Hallstätter Kalke (Komponenten bis Megaolistolithe) und Komponenten des Meliatikum. Daß diese Brekzien huckepack auf dem Rücken der Schollen aus dem proximalen Zlambachfaziesraum transportiert worden sind, belegt die Überlagerung durch Brekzien, deren Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich stammt (Karn bis Nor). Der hangende Abschnitt der Lammer Beckenfüllung schließlich ist gekennzeichnet durch die Ablagerung von Brekzien und Großschollen, zuerst aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (Karn bis Rhät) mit vereinzelt Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich. Über diesen Brekzien und Schollen folgen Großschollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich (Skyth bis Lias). Diese Großschollen, die die Größe von Decken erreichen, werden überlagert von Schollen, die aus dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammen (Anis bis Nor). Gleichzeitig mit der Platznahme der Schollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum erfolgt die Platznahme von Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, die eine Mitteltemperatur-Hochdruck-Metamorphose aufweisen. Die Sedimentation im Lammer Becken endet im Ober-Oxfordium, gleichzeitig entstehen die Trattberg Schwelle, die als Deckenfront interpretiert wird, und das Tauglboden Becken (Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bis Unter-Tithonium) weiter im Norden. In das Tauglboden Becken werden Brekzien und Gleitschollen sedimentiert, die von der Trattberg Schwelle stammen und nach Norden geschüttet wurden.

Das sich ab dem Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bildende Tauglboden Becken liegt im Bereich der inneren Osterhorngruppe, die zum Tirolikum zu stellen ist. Das Tauglboden Becken

weist wie das Lammer Becken eine W-E streichende Achse auf und liegt zwischen der Trattberg Schwelle im Süden und Salzburg im Norden (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980). Die Füllung des Tauglboden Beckens (Tauglbodenschichten und Oberalmer Schichten) erreicht 1000 m Mächtigkeit. Die Tauglbodenschichten selbst erreichen im Süden (Nordrand der Trattberg Schwelle) Mächtigkeiten bis zu 500 m und umfassen stratigraphisch ?Ober-Oxfordium bis Unter-Tithonium (GAWLICK et al. 1999). Sie bestehen lithologisch und lithofaziell aus: a) Kalken, Kieselkalken und Radiolariten, b) Mergel und Mergelkalken, c) Resedimenten, d) grobarenitischen, gradierten Folgen und Feinbrekzien, e) polymikten Brekzienkörpern und Gleitschollen und f) grauen bis graugrünen Metabentonitlagen.

Man findet als Brekzienkomponenten bzw. große Schollen norischen Dachsteinkalk, Kössener Schichten, rhätischen Dachsteinkalk, Lias-Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten, Rotkalke der Adneter Formation, schwarzen und roter Radiolarit. In den höheren Partien treten darüberhinaus Flachwasserkalkkomponenten (Plassenkalk i. w. S.) und feinkörnige Quarzsandlagen auf. Die Komponentengröße der Flachwasserkarbonatkomponenten nimmt dabei von Süden (Sillenköpfe, Königsbachgraben) nach Norden (Krautkasergraben, Hochlenzer) ab. Der Unterschied zu den Brekzien der Strubbergsschichten besteht in der Herkunft der Komponenten. In den Tauglbodenschichten dominiert Komponentenmaterial aus dem Kalkvoralpinen Faziesraum, das von der Trattberg Schwelle stammt.

Weiter im Westen (Berchtesgadener Raum) ist diese Beckenkonfiguration durch die tektonischen Prozesse, die zum heutigen Bau der Nördlichen Kalkalpen geführt haben, zerrissen. Neue Untersuchungen (Brekzienanalysen und Radiolariendatierungen) zeigen, daß die Torrener-Joch-Zone mit Hohem Brett und Jenner dem Lammer Becken entsprechen. Der Hohe Göll und Kehlstein entsprechen der Trattberg Schwelle. Dabei wird der Dürreckerberg als überkippte Falte interpretiert. Das Berchtesgadener-Kühroint-Becken (DIERSCHKE 1980 = Tauglboden Becken) kann somit auf der Basis von Neuergebnissen (Radiolariendatierungen, Brekzienanalysen) untergliedert werden: Der nördliche Teil entspricht wahrscheinlich dem Lammer Becken (Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Zone), der zentrale Teil im Bereich Hoher Göll dem Tauglboden Becken, der Teil im Bereich der Torrener-Joch-Zone entspricht dem Lammer Becken. Südlich davon schließt sich ein Becken an, das z. Zt. stratigraphisch noch nicht genau erfaßt wurde. Hier tritt in den Brekzien ausschließlich kalkvoralpines Komponentenmaterial neben jurassischen Flachwasserkomponenten auf (?Tauglboden Becken). In den Berchtesgadener Alpen wird damit das Lammer Becken im Norden und im Süden vom Tauglboden Becken tektonisch begrenzt.

Im Osten, im Salzkammergut kann aufgrund von neuen Untersuchungen (Brekzienanalysen und Radiolariendatierungen) das Gebiet nördlich einer Linie Sandling – Fludergraben dem Tauglboden Becken zugeordnet werden. Im Fludergraben selbst ist dabei der Kontakt zwischen dem Lammer Becken im Süden (mit Brekzienkörpern, deren Material aus dem Hallstätter Faziesbereich stammt) und dem Tauglboden Becken im Norden (mit Brekzienkörpern, deren Material lokaler Natur ist, z. B. Knerzenalm, Ischler Hütte) aufgeschlossen. Das Gebiet Rettenbachgraben, Rötgraben und Ischler Hütte ist dem Tauglboden Becken zuzuordnen. Nach Süden wird das Lammer Becken an der Linie Klausalmgraben (westlich Hallstatt) – Echerntal – Grimming Nordseite von einem Becken begrenzt, in dem die Kieselsedimentation im Bathonium/Callovium-Grenzbereich einsetzt, datiert durch Radiolarien. Im höheren Callovium treten Brekzienkörper mit ausschließlich kalkvoralpinem Komponentenmaterial auf. Lithologisch entspricht diese Sedimentation der im Tauglboden Becken, ist aber deutlich älter. Im Salzkammergut wird wie in den Berchtesgadener Alpen das Lammer Becken vom Tauglboden Becken tektonisch begrenzt. Äquivalente der Trattberg Schwelle können in diesem Raum bisher nicht nachgewiesen werden.

Fragen der geodynamischen Entwicklung und der Platznahme der Radiolaritbecken werden angesprochen und zur Diskussion gestellt.

Offene Fragen werden diskutiert.

Literatur:

- BRAUN, R. (1998): - Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht, **40**: 1-192, Berchtesgaden.
DIERSCHKE, V. (1980): - Geotekt. Forsch., **58**: 1-217, Stuttgart.
GAWLICK, H.-J. (1996): - Mitt. Ges. Geol. Berbaustud. Österr., **39**: 119-186, Wien.
GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): - N.Jb. Geol.-Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
GAWLICK, H.-J., VESCEI, A., STEIGER, T., FRISCH, W. & BÖHM, F. (1999): - Geolog. Rdsch., **87**: 644-657, Berlin.
PLÖCHINGER, B. (1996): - Jb. Geol. B.-A., **139**: 497-504, Wien.
SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): - Sedimentology, **20**: 65-89, Amsterdam.
SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): - Eclogae Geologicae Helvetiae, **90/2**: 303-324, Zürich.
GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999): - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 72-75, Köln.

**INKOHLUNGSUNTERSUCHUNGEN IM
OSTABSCHNITT DER ÖSTLICHEN
FLYSCHZONE IM BEREICH DES
WIENERWALDES UND DEN FLYSCHANTEILEN
NÖRDLICH DER DONAU – ERGEBNISSE EINER
DIPLOMARBEIT**

GMACH, H.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Die Flyschzone der Ostalpen erstreckt sich als schmales Band zwischen 5 und 25 km Breite am Nordrand der Alpen vom Rheintal 500 Kilometer bis zur Donau bei Wien. Die Sedimente dieser auch als Rheno-Danubische Flyschzone bezeichnete tektonische Einheit wurden von der Unterkreide bis in das mittlere Eozän als Turbitite in die an der Forderfront des alpidischen Orogens gebildeten Flyschtröge des penninischen Ozeans abgelagert, dann aufgrund der nord-gerichteten Bewegung der Nördlichen Kalkalpen im oberen Eocene bis Miozän weit nach Norden transportiert, dabei tektonisch verkürzt, und schließlich über die Sedimente des Helvetikums und der Molassezone geschoben, während sie selbst in den südlichen Anteilen von den Nördlichen Kalkalpen überschoben wurden. Nördlich der Donau setzt sich die Flyschzone obertags im Bisamberg- und Rohrwaldzug fort, während ein Großteil durch die Bildung des Wiener Beckens im Neogen, ein pull-apart Becken an einer nordost-streichenden Störung, eine Absenkung erfahren hat, und heute unter neogenen Sedimentbedeckungen im Untergrund des Wiener Beckens liegt, wo sich der Übergang in die Flyschzone der Westkarpaten vollzieht. Während der schmale Westteil der Flyschzone der Ostalpen bis zum Westen Niederösterreichs mehr oder weniger nur aus einer Decke (Hauptflyschdecke) besteht, verbreitert sich die Flyschzone im Bereich des Wienerwaldes und hat eine weit komplexere Struktur. Es wird zwischen drei Decken unterschieden, die sich sowohl stratigraphisch als auch faziell voneinander unterscheiden. Es sind dies die Greifensteiner Decke im Norden, die Laaber Decke im Süden und die Kahlenberger Decke im Südosten. Als weitere eigene tektonische Einheit wird die Nordrandzone angesehen. Ziel dieser Arbeit war es, die einzelnen Decken hinsichtlich ihrer Inkohlung zu untersuchen, um Versenkungsgeschichte und tektonische Ereignisse rekonstruieren zu können. Hierzu wurden die einzelnen Decken flächenhaft auf organisch reiche Sedimente beprobt und mittels Vitrinitreflexion und Rock-Eval-Pyrolyse auf ihre thermische Reife hin eingestuft. Weiters liegen aus einer in Arbeit befindlichen Dissertation der Tübingerin Britta Trautwein neueste Daten von Apatit-Spaltspuren-Analysen vor, die gleichzeitig und völlig unabhängig zu vergleichbaren Aussagen bezüglich

der Inkohlung führten.

Das nun vorliegende Ergebnis zeigt folgendes Inkohlungsbild: Generell ist eine Zunahme der Inkohlung von Nordenwesten nach Südenosten sichtbar, wobei die Vitrinitreflexionswerte der Sedimente der Greifensteiner Decke von 0,34 bis 0,66 %Ro reichen. Etwas höher sind die Werte in der Kahlenberger Decke, die hier zwischen 0,59 % und 0,67 %Ro liegen. Ein markanter Sprung ist im Südabschnitt des Bisambergzuges, jener Anteil der Kahlenberger Decke nördlich der Donau, sichtbar, wo die Inkohlung mit einem Wert von 0,30 %Ro um Vieles niedriger ist. Die Anteile der Greifensteiner Decke im Bisambergzug sind mit den Werten des Südabschnittes der Greifensteiner Decke südlich der Donau vergleichbar (0,53 %, 0,54 %).

Die Inkohlungswerte der Laaber Decke reichen von 0,76% Ro im Nordwesten bis 1,12 %Ro im Südosten, wobei sich die höchsten Werte unmittelbar vor der Überschiebungsfrent der nördlichen Kalkalpen befinden. Ein Inkohlungssprung zu Gosausedimenten südlich der Überschiebung, die Vitrinitreflexionswerte zwischen 0,60 und 0,72 %Ro aufweisen, zeigt, daß die hohe Inkohlung im Südabschnitt der Laaber Decke auf ein thermisches Ereignis zurückzuführen ist, von dem nur die Laaber Decke beeinflusst wurde.

Die Vitrinitreflexionswerte korrelieren sehr gut mit den T_{max} – Werten der Rock-Eval-Pyrolyse.

Apatit-Spaltspurendatierungen zeigen eine Abkühlung unter 100 °C der Kahlenberger und Laaber Decke zwischen 18,2 ± 1,1 Ma und 26,7 ± 2,8 Ma, während die Greifensteiner Decke durch dieses junge Ereignis nicht überprägt wurde, was in der geringen Inkohlung auch sichtbar ist.

**BECKENBILDUNG UND KOHLENFAZIES:
ERSTE ERGEBNISSE AUS DEM FOHNSDORFER
UND SEEGRABENER TERTIÄR**

GRUBER, W. & SACHSENHOFER, R.F.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Die Bildung von Kohle steht in engem Zusammenhang mit der Tektonik und der sedimentologischen Entwicklung eines Beckens. Kohlenflöze wurden in Mooren gebildet. Kontrollierende Faktoren bei der Moorbildung sind die Evolution entsprechender Florengemeinschaften, das Klima und die geographische und strukturelle Position des Bildungsraumes. Sowohl für die Bildung eines mächtigen Torfprofils, als auch für einen Abschluß gegen atmosphärischen Sauerstoff ist ein kontinuierlich hoher Grundwasserspiegel erforderlich. Am effektivsten wird dies durch eine mäßige Subsidenzrate erreicht, welche ungefähr der Torf-Akkumulationsrate entspricht. Selbstverständlich hemmt der Eintrag anorganischen Materials die Kohlebildung. Es besteht daher eine enge genetische Beziehung zwischen der Kohle und der Fazies der Nebengesteine. Kohle ist in ihrer Zusammensetzung sehr heterogen, weil sie sowohl die Vielfalt des Ausgangsmaterials als auch die Charakteristika des Ablagerungsraumes widerspiegelt. Aus ihrer mikropetrographischen Analyse kann folglich auf das Ablagerungsmilieu geschlossen werden. Die mikroskopisch unterscheidbaren Kohlenbestandteile (Macerale) lassen sich dabei in die Gruppen Vitrinit, Liptinit und Inertinit gliedern. Interpretiert werden nicht nur die Häufigkeit oder die Form eines bestimmten Macerals, sondern auch aus der Maceralverteilung berechnete Faziesindikatoren. Der Gelifizierungsindex GI als Verhältnis vergelter zu unvergelter Vitrinite liefert, ebenso wie der Grundwasserindex GWI, Aussagen über die Feuchtigkeit im Moor. Für den Vegetationsindex VI werden erhaltene und degradierte Pflanzengewebe ins Verhältnis gesetzt. Er ist ein Maß für den relativen Anteil an Nadelhölzern. Im Folgenden werden die Zusammenhänge zwischen Beckenbildung und Kohlengene am Beispiel des Fohnsdorfer

und Seegrabener Tertiärs diskutiert.

Das schnell absinkende Fohnsdorfer Becken wird durch eine transgressive Abfolge mit fluviatilen (Liegendsschichten) und limnischen Ablagerungen (Hangendschichten) charakterisiert. Das bis 12 m mächtige Glanzbraunkohleflöz markiert den Übergang vom fluviatilen zum limnischen Milieu. Ein ungewöhnlich hoher Schwefelgehalt (bis 10 %), sowie das Auftreten von Congerien deuten eine gewisse Salinität des Sees an. Die Petrographie der Kohle (z. B. gegen das Hangende ansteigende GWI-Werte) steht mit dem Ertrinken des Moores im Einklang. Mehrere GWI-Zyklen im aschereichen oberen Teil des Flözes zeigen, daß die Überflutung des Moores kein kontinuierlicher Vorgang war. VI-Trends belegen, daß die Baumdichte mit zunehmender Überflutung abgenommen hat. Das unmittelbar Hangende des Flözes bildet Congerien-Kalk oder ein algenreicher Sapropelit (Brandschiefer).

Im Tertiärbecken von Seegraben bei Leoben lagert das Kohleflöz nur stellenweise geringmächtigen Konglomeraten auf und ist sonst als Grundflöz ausgebildet. Die Überlagerung bildet eine coarsening-upward Sequenz, die mit (limnischen ?) Mergeln beginnt. Die bis max. 20 m mächtige Kohle unterscheidet sich von jener des Fohnsdorfer Beckens im niedrigen Aschen- und Schwefelgehalt, der nur zum überlagernden bituminösen Tonschiefer hin leicht ansteigt (max. 1 %). Der geringe Schwefelgehalt deutet auf extrem saure Bedingungen. Von Interesse ist auch ein im liegenden Flözabschnitt festgestellter erhöhter Prozentsatz anorganischen Kohlenstoffs, welcher auf epigenetischen Calzit zurückzuführen ist. Syngenetischer Siderit tritt im oberen Teil des Flözes auf. Ergebnisse der mikropetrographischen Analyse liegen zur Zeit noch nicht vor.

Ausblick: Mit der vorliegenden Arbeit wird die enge Verbindung der Kohlebildung mit dem Sedimentationsregime hervorgehoben. Durch geplante strukturgeologische Arbeiten im Bereich Seegraben und mit der Studie des nicht kohleführenden Trofaiacher Beckens soll die Kenntnis des Einflusses des tektonischen Regimes auf die Kohlenfazies weiter vertieft werden.

GUTE KARTEN GEGEN DIE NIEDERTRACHT DER DIAGENESE

HUBMANN, B.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; e-mail: bernhard.hubmann@kfunigraz.ac.at

In vielen Fällen erweisen sich Karbonatgesteine in der Dünnschliffuntersuchung als "diagenetisch zu stark überprägt", um einer mikrofaziellen oder stratigraphisch/paläontologischen Fragestellung zu genügen. Möglichkeiten dennoch die gewünschten Details sichtbar zu machen, beginnen beim Einfärben, ätzen, etc. und enden bei der Kathodolumineszenz-Mikroskopie. Nicht selten aber bringen diese durchaus zeitaufwendigen Methoden dennoch nicht den gewünschten Erfolg.

Wenig verbreitet findet die als "white-chart"-Methode beschriebene Praktik in der Dünnschliff-Untersuchung Anwendung. Diese Methodik wurde vor allem an der besseren Erfassung opaker Mineralphasen und der Verteilung organischer Substanzen in "normalen" Karbonatdünnschliffen getestet (DELGADO 1977, FOLK 1987, ZENGER 1979).

Die "Untersuchungsanordnung" ist denkbar einfach: man legt unter das Dünnschliffpräparat ein weißes Papier und beleuchtet dieses mit einer "Gänsehals"-Beleuchtungseinrichtung in einem sehr flachen Einfallswinkel, sodaß an dem Objektträger (nahezu) Totalreflexion eintritt. Ein gutes Beobachtungsbild sollte sich aber nur dann ergeben, wenn der Dünnschliff abgedeckt ist. Ohne nennenswerte "Qualitätseinbuße" fürchten zu müssen, genügt es im allgemeinen, den Dünnschliff zu wenden, so daß das aufgeklebte Gestein auf der unterlegten Papierkarte zu liegen kommt, oder die

Gesteinsoberfläche mit einem durchgehenden Ölfilm (und gegebenenfalls mit einem Deckglas) zu versehen.

Durch die genannte Form der indirekten Beleuchtung, die in ihrer Wirkung an Ergebnisse mit Dunkelfeldkondensatoren erinnert, kann es gelingen, die Korngrenzen der "destruktiven" neomorph/diagenetisch entstandenen Kristalle "auszuschalten". Damit kommt es zu einer Verschärfung der Kontraste ursprünglicher Komponentengrenzen und -internstrukturen.

Je nach "Problemfall" können Untersuchungserfolge verbessert werden, wenn man versucht mit verschieden gefärbten Papierunterlagen zu experimentieren.

Als sehr effizient kann sich auch eine senkrechte Beleuchtung des Dünnschliffes über eine am Objektiv angebrachte Ringbeleuchtung erweisen. Wiederum muß in dieser Anordnung das Gesteinsplättchen mit einem Deckglas oder einen Ölfilm abgedeckt sein.

Literatur

- DELGADO, F. (1977): Primary textures in dolostones and recrystallized limestones: a technique for their microscopic study. - Journ. Sediment. Petrol., **47**: 1339-1341.
 FOLK, R.L. (1987): Detection of Organic matter in thin-sections of carbonate rocks using a white card. - Sed. Geol., **54**: 193-200.
 ZENGER, D.H. (1979): Primary textures in dolostones and recrystallized limestones: a technique for their microscopic study. - Journ. Sediment. Petrol., **49**: 677-678.

HOHLRAUMBILDUNG UND ZEMENTATION IN KONDENSIERTEN ROTSEDIMENTEN AN STEILEN KARBONATHÄNGEN (O-KARBON, ASTURIEN, NW SPANIEN)

KEIM, L. & BRANDNER, R.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Die Bildung und Erhaltung von Hohlräumen in Karbonatsystemen ist für das Verständnis sedimentärer und diagenetischer Prozesse von entscheidender Bedeutung. Am Beispiel einer jungpaläozoischen Plattform wird die Bildung großer Hohlräume am oberen Plattformhang diskutiert.

Im Kantabrischen Gebirge NW Spaniens (Provinz Asturien) treten Karbonatplattformen mit ausgeprägten, steilen Hängen auf. Die einzelnen Plattformen wurden während der variszischen Deformation abgesichert und um fast 90° aufgestellt, sodass die Grossgeometrien nur im Luftbild ersichtlich sind. Die Karbonatplattformen sind 1500-2000 m mächtig, zeigen Hangschichtung am natürlichen Böschungswinkel (bis zu 35°) und die intakte Verzahnung mit Beckensedimenten (BAHAMONDE et al. 1997). Eine dieser Plattformen, die Sierra de Cuera, wurde näher bearbeitet (KENTER et al. im Druck) und ist Gegenstand laufender Untersuchungen.

Der Sierra de Cuera Plattformhang kann aus der Zusammensetzung vereinfacht zweigeteilt werden: der obere Abschnitt wird im Wesentlichen aus Algen- und Bryozoen-boundstones aufgebaut, die mit einzelnen Schuttlagen und mehreren Intervallen aus kondensierten Rotsedimenten wechsellagern. Die Rotsedimente treten in Paleo-Wassertiefen bis etwa 200 m auf und sind reich an Fossilien, vor allem Crinoiden, fenestrate Bryozoen, Brachiopoden, Ammoniten, Bivalven, Foraminiferen und Schwammnadeln. Der untere Hangabschnitt ist gänzlich gekennzeichnet durch Schuttungen, deren Material vom Plattformrand und oberen Hang stammt.

Einzelne Intervalle der kondensierten Rotsedimente des oberen Hanges sind bis zu 30 m mächtig und deutlich gebankt. Auffallendstes Merkmal im Aufschluss ist die unregelmäßige, fleckig bis Netzwerk ähnliche Verteilung von roten und grauen Partien. Die Grenzen zwischen beiden Lithosomen sind deutlich ausgebildet. Die Rotsedimente sind mikritisch und als skeletal wacke-

stones bis rudstones zu klassifizieren. Die grauen Anteile werden hauptsächlich von verschiedenen Generationen aus radialfibrösem Faserzement aufgebaut und können bis zu geschätzte 60% Volumanteil einer Bank einnehmen. Innerhalb der Faserzemente „schwimmen“ in beträchtlicher Menge fenestrate Bryozoen, Crinoiden oder Muschelschalen, die genauso in den roten Mikriten auftreten. Dabei reichen viele Biogene von den Rotmikriten ohne Unterbrechung in die nun von den Faserzementen ausgekleideten Hohlräumen und werden von den Zementen selber umkleidet. Die Größe der einzelnen Hohlräume ist relativ konstant und liegt im dm Bereich. Die Hohlräume sind nur zu einem gering Teil mit Internsedimenten gefüllt.

Es erhebt sich nun die Frage, welche Prozesse für derartige Hohlraumbildungen in einem mikritischen Ausgangsmaterial verantwortlich sein können. Das Netzwerk an Hohlräumen in den roten Biomikriten lässt in erster Linie auf Bioturbation, besonders Durchwühlung schliessen. Zur Stützung dieser Hohlräume war jedoch die Umwandlung der Mikrite in einen Firmground nötig. Diese frühe Semi-Lithifizierung am Meeresboden war wahrscheinlich nicht durchgehend im Sediment wirksam, sondern erfasste nur bestimmte Bereiche, ähnlich der fleckhaften submarinen Zementation an steilen Karbonathängen im Subrezentzen der Bahamas (MULLINS et al. 1980).

Die Tatsache, dass in vielen Fällen Organismen wie Bryozoen von den Rotmikriten in die später auszementierten Hohlräume frei hineinreichen, erfordert zusätzlichen die Durchspülung der Hohlräume. Die Durchströmung entsprechender Wassermengen führte zur Vergrößerung der bereits gebildeten Wühlhohlräume und teilweise zur Auswaschung von den Biogenen im Sediment. Mit dem Wasserdurchfluss wurden zwar Bioklasten, aber kaum Sediment in die Hohlräume verfrachtet. Anschließend wurden die Hohlräume mit mehreren Generationen von marinem Faserzement ausgekleidet.

Es ist bemerkenswert, dass die Erhaltung dieser Hohlraumssysteme nur in einem gewissen paläobathymetrischen Abschnitt des Plattformhanges und unter bestimmten Sedimentationsbedingungen möglich war. Die kondensierten Rotsedimente mit den charakteristischen Hohlraumformen am oberen Hang deuten jeweils auf geringe Sedimentationsraten, frühe Lithifizierung und die starke Durchströmung von Wassermengen hin.

Literatur

- BAHAMONDE, J., COLMENERO, J.R. & VERA, C. (1997): Growth and demise of Middle Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zones, Asturias, NW Spain. - *Sediment. Geol.*, **110**: 99-122.
- KENTER, J.A.M., HOEFLAKEN, F.V., BAHAMONDE, J., BRACCO GARTNER, G.L., KEIM, L. & BESEMS, R.E. (im Druck): Anatomy and lithofacies of an intact seismic-scale Carboniferous carbonate platform (Asturias, NW Spain): Analogues of hydrocarbon reservoirs in the Pricaspian Basin (Kazakstan). - *SEPM Spec. Publ.*
- MULLINS, H.T., NEUMANN, A.C., WILBER, R.J. & BOARDMAN, M.R. (1980): Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. - *J. Sed. Petrol.*, **50**: 117-131.

STRATIGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AM KREIDE-TERTIÄR PROFIL IN CERBARA (NORDUMBRIEN, ITALIEN)

LATAL, C. ^{1,2}, PILLER, W.E. ¹, PREISINGER, A. ³ & SCHOLGER, R. ²

¹ Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz;

² Paläomagnetiklabor Gams, Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, A-8130 Frohnleiten; ³ Institut für Mineralogie, Kristallographie und Strukturchemie, Technische Universität Wien, Getreidemarkt 9, A-1060 Wien

Im FWF-Projekt „Rhythmic depositions of interplanetary dust in marine sediments“ (P 12643-GEO) werden Untersuchungen an

rhythmisch in Kalken eingelagerten Tonschichten unterhalb und oberhalb der Kreide-Paläogen Grenze bezüglich ihres interplanetaren Staubgehaltes durchgeführt. Ein Untersuchungsgebiet ist das Kreide-Paläogen Grenzprofil von Cerbara (43°36,18' N; 12°33,67' E). Um in diesem Profil Ereignisse vor und nach der K/P -Grenze, die durch einen anormal hohen Ir-Gehalt und magnetische Ni-reiche Spinelle (PREISINGER et al. 1996, 1997) charakterisiert ist, zeitlich möglichst präzise einzustufen, werden unterschiedliche stratigraphische Methoden (Paläomagnetik und Biostratigraphie mit kalkigem Nannoplankton) eingesetzt. Zusätzlich werden Messungen der Isotopenverhältnisse der stabilen Isotope von Sauerstoff und Kohlenstoff durchgeführt.

Das K/P-Profil von Cerbara wird aus den vorwiegend roten homogenen Kalken und mergeligen Kalken der Scaglia Rossa Formation aufgebaut. Diese pelagischen Gesteine weisen magnetische Eigenschaften auf, die sie für paläomagnetische und magnetostratigraphische Untersuchungen (LOWRIE & ALVAREZ, 1977a, 1977b; ALVAREZ & LOWRIE 1978; 1984) geeignet machen.

Die bisher durchgeführten paläomagnetischen Untersuchungen liefern Ergebnisse über die magnetische Phasenzusammensetzung. In den Proben ist Magnetit das dominierende magnetische Mineral, kleinere Anteile von Goethit und Hämatit konnten auch nachgewiesen werden. Weiters wurden thermische Abmagnetisierungen durchgeführt, und die Richtungen der charakteristischen remanenten Magnetisierung (ChRM) erfaßt. Die paläomagnetischen Daten zeigen beide Polaritäten des Erdmagnetfeldes. Die Remanenzrichtungen stimmen mit den Richtungen von anderen Profilen der Scaglia Rosa Formation in Umbrien überein (ROGGENTHEN & NAPOLEONE 1977, LOWRIE & ALVAREZ 1977a, 1977b, ALVAREZ & LOWRIE 1978, LOWRIE et al. 1982, ALVAREZ & LOWRIE 1984). Die Deklination der ChRM zeigt NW-Richtungen für normale und SO für inverse Polarität. Eine Abfolge von Polaritätszonen konnte erfaßt werden: Die Proben aus dem untersten Teil des Profilabschnittes der Kreide zeigen normale Polarität. Im Kreideabschnitt des Profils von Cerbara wurde nur ein Polaritätswechsel von normaler zu inverser Polarität erfaßt. In der nachfolgenden inversen Zone liegt die Kreide/Paläogen -Grenze. So wie in vielen anderen K/P-Profilen liegt die K/P -Grenze im obersten Viertel dieser Zone. Im Paläogen ist auch eine Abfolge von inversen und normalen Zonen zu erkennen, doch sind diese häufig nur durch eine sehr geringe Anzahl von Proben charakterisiert. Deshalb wurden bisher auch nur Korrelationen für das Chron 30N in der Kreide und das darüberfolgende Chron 29R durchgeführt. Eine Nachbeurteilung im paläogenen Teil des Profils wurde durchgeführt.

Messungen der Isotopenverhältnisse von Sauerstoff und Kohlenstoff wurden an ausgewählten Proben des Profils durchgeführt. Zur Analyse wurden Gesamtproben verwendet. Die K/P -Grenze ist charakterisiert durch eine Anreicherung von O¹⁸ und eine Abnahme von C¹³. Diese Trends stimmen mit Isotopendaten anderer K/P-Grenzen überein (CORFIELD et al. 1991, PERCH-NIELSEN et al. 1982) und reflektieren die veränderten Lebensbedingungen an der Grenze. Die Sauerstoffdaten weisen auf eine Abkühlung der Wassertemperatur hin und die δC¹³ Abreicherung wird als Folge des Grenzereignis gedeutet.

Weiters sind biostratigraphische Untersuchungen an kalkigem Nannoplankton geplant. Erste Untersuchungen mit dem Lichtmikroskop zeigen, daß das Vorkommen von Nannoplankton in den Proben eher gering ist, weiters ist der Erhaltungszustand schlecht. Nach intensiveren Untersuchungen wird versucht werden, eine Korrelation zwischen den Ergebnissen der Magnetostratigraphie, der Isotopenstratigraphie und der Biostratigraphie zu erstellen.

Literatur

- ALVAREZ, L.W. & LOWRIE, W. (1978): Upper Cretaceous paleomagnetic stratigraphy at Moria (Umbrian Apennines, Italy): verification of the Gubbio section. - *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **55**: 1-17.
- ALVAREZ, W. & LOWRIE, W. (1984): Magnetic stratigraphy applied to synsedimentary slumps, turbidites, and basin analysis: The Scaglia Limestone at Furlo (Italy), stratigraphy at Gubbio, Italy III. Upper Cretaceous magnetic stratigraphy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**: 324-

336.

- CORFIELD, R.M., CARLIDGE, J.E., PREMOLI-SILVA, I. & HOUSLEY, R.A. (1991): Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Paleogene and Cretaceous limestones in the Bottaccione Gorge and the Contessa Highway sections, Umbria, Italy. - *Terra Nova*, **3**: 414-422
- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W. (1977a): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy III. Upper Cretaceous magnetic stratigraphy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 367-389.
- LOWRIE, W. & ALVAREZ, W. (1977b): Late Cretaceous geomagnetic polarity sequence: Detailed rock and paleomagnetic studies of the Scaglia Rossa limestone at Gubbio, Italy, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **51**: 561-581.
- LOWRIE, W., ALVAREZ, W., NAPOLEONE, G., PERCH-NIELSEN, K., PREMOLI SILVA, I. & TOUMARKINE, M. (1982): Paleogene magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks: The Contessa sections, Gubbio. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**: 414-43.
- PERCH-NIELSEN, K., MCKENZIE, J. & HE, Q. (1982), Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the "catastrophic" extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. - *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* **190**.
- PREISINGER, A., ASLANIAN, S., BRANDSTÄTTER, F. & GRASS, F. (1996): Thin shales in marine sediments rich in spinels and Ir. - *Meteoritics and Planetary Science* **31**: A111-A112.
- PREISINGER, A., ASLANIAN, S., BRANDSTÄTTER, F. & GRASS, F. (1997): Formation of spinels in the mesosphere after the K/T impact. - *Lunar and Planetary Science XXVIII*, 1137-1138.
- ROGGENTHEN, W.M. & NAPOLEONE, G. (1977): Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy IV. Upper Maastrichtian-Paleocene Magnetic Stratigraphy. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**: 367-389.

RIFFE UND BIOSTROME – STEUERUNGSMECHANISMEN AN BEISPIELEN AUS DEM NÖRDLICHEN ROTEN MEER

PILLER, W.E. & RIEGL, B.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-
Universität Graz, Heinrichstr. 26, 8010 Graz; e-mail:
werner.piller@kfunigraz.ac.at, bernhard.riegl@kfunigraz.ac.at

Während des gesamten Phanerozoikums stellen Biostrome einen weit verbreiteten Karbonatgesteinstypus dar. An ihrem Aufbau sind Gerüstbildner wesentlich beteiligt womit sie eine enge Affinität zu Riffen (= Biohermen) aufweisen. Während in der geologischen Forschung der Gegensatz Bioherm – Biostrom ein langes Diskussionsthema darstellt, wurde bei der Untersuchung von rezenten Karbonatgerüstbildungen die Existenz von Biostromen weitgehend ignoriert.

Untersuchungen im nördlichen Roten Meer inklusive der Golfgebiete von Aqaba und Suez ergaben, dass hier nicht nur Riffbildungen sehr weit verbreitet sind, sondern dass zum Teil große Areale von Korallen-Biostromen (= coral carpets) bedeckt werden. Ein quantitativ erfasstes Beispiel stellt die nördliche Bucht von Safaga dar, wo die durch Biostrome bedeckte Fläche ungefähr 10mal so groß ist wie die Fläche die durch Riffe eingenommen wird.

Das äußere Erscheinungsbild und die Art der Gerüste ist weitgehend von der sie aufbauenden Korallenvergesellschaftung abhängig, die wiederum von der Meeresbodentopographie und den hydrodynamischen Bedingungen bestimmt wird.

Riffgerüste zeigen eine deutliche ökologische Zonierung entlang eines Tiefen- und hydrodynamischen Expositionsgradienten. Dabei sind für verschiedene Tiefen- bzw. Expositionsbereiche deutliche und auch räumlich abgegrenzte Korallenvergesellschaftungen ausgebildet: Eine solche Abfolge beginnt meist mit einer exponierten *Acropora*-Assoziation (bei noch höheren Energiebedingungen kommt im südlichen Teil des nördlichen Roten Meeres noch eine *Pocillopora*-Assoziation dazu). Diese wird von einer semi-exponierten *Millepora*-Assoziation abgelöst, die mit abnehmender Energie (bevorzugt in Leebereichen von Riffen) einer *Porites*-Assoziation weicht. Riffe entstehen bevorzugt an bereits

existierenden topographischen Hochzonen, die im Laufe des Riffwachstums durch Aggradation noch verstärkt werden.

Biostromen fehlt eine deutliche vertikale ökologische Zonierung, sie zeigen nur eine graduelle Änderung ihrer Zusammensetzung mit der Tiefe indem sie von einer *Porites*-Assoziation in eine Faviiden-Assoziation übergehen. An der Tiefenuntergrenze der Biostrome kommt es als besondere Anpassung an schlechte Lichtverhältnisse zur Ausbildung einer Faviiden-Assoziation mit plattigen Kolonieförmigkeiten. *Stylophora*-Biostrome sind ausschließlich im ganz flachen Wasser im nördlichen Golf von Suez entwickelt. Generell folgen Biostrome der vorgegebenen Topographie ohne sie dabei wesentlich zu verstärken, ihr Hauptwachstum erfolgt lateral.

Zusätzlich zu den Assoziationen in den Riffen bzw. Biostromen wurden zwei Korallenvergesellschaftungen angetroffen, die keine Gerüste aufbauen: *Stylophora-Acropora*-Assoziation und eine Weichkorallen-Assoziation.

Die Größenordnung der Wachstumsraten zwischen Riffen und Biostromen wird als sehr ähnlich angesehen. Damit ergeben sich sehr ähnliche Werte für die Quantität der Karbonatproduktion. Durch die flache Topographie und die geringe hydrodynamische Energie im Wachstumsbereich von Biostromen ist, durch den fehlenden Abtransport, die Karbonatakkumulation innerhalb von Biostromen aber oftmals höher als in Riffen. Damit ist das in situ – Fossilisationspotential von Biostromen höher als das von Riffen. Auch durch die hohe Flächenbedeckung von Biostromen ist ihre Karbonatproduktionskapazität oftmals deutlich höher als die von Riffen. In Hinblick auf unterschiedliche Lebensstrategien werden Riffe durch das Vorherrschen von r-Strategen charakterisiert, während Biostrome von K-Strategen dominiert werden. Die Häufigkeit von physikalischen Störungen ist in Riffen unvergleichlich höher als in Biostromen.

DIE THERMISCHE GESCHICHTE UND DAS KOHLENWASSERSTOFFPOTENTIAL DER ALPEN UND DINARIDEN SLOWENIENS

RAINER, T.M.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,
Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Slowenien liegt im Grenzbereich von Ostalpen, Südalpen, Dinariden und den Ausläufern des Pannonischen Beckens und ist dadurch ein Schlüssel für das Verständnis der geologischen Zusammenhänge dieser großtektonischen Einheiten. Die Ostalpen sind gekennzeichnet durch nordwärts gerichtete, die Südalpen durch südwärts gerichtete Überschiebungen. Die Dinariden ihrerseits zeigen SW vergente Deckenstapel. Das beherrschende tektonische Element ist die Periadriatische Naht, welche die Grenze zwischen ostalpinen, sowie südalpinen / dinaridischen Einheiten bildet. Ihre Rolle bezüglich der frühen thermischen Entwicklung des Gebietes ist unklar. Im Raum Slowenien wird sie von zahlreichen W-E bis NW-SE streichenden Scherzonen (Donat-, Sava-Celje-, Ljutomer-, Sostanj-Störung) begleitet, an denen im Zusammenhang mit der Heraushebung der Ostalpen und der Bildung des Pannonischen Beckens, im Tertiär große dextrale Bewegungen stattfanden (HAAS et al. 1995, GENSER & NEUBAUER 1989, RATSCHBACHER et al. 1989, 1991, KAZMER & KOVAC 1985, FODOR et al. im Druck). Nach MIOC (1995) wird Slowenien von vier geotektonischen Einheiten (Terranes) aufgebaut, welche zum Teil von eozänen bis pliozänen Sedimenten des Pannonischen Beckens Systems überlagert werden. Diese Terranes (von N nach S) sind:

- Pohorje - Nordkarawanken - Mura Terrane (SE Teil der Ostalpen),
- Julische-Savinja-Alpen – Südkarawanken Terrane (Südalpen),
- Zentral slowenisches Terrane (Slowenischer Trog und Sava Falten),

• Adriatisch-Dinaridische Karbonatplattform Terrane. Hiervon abweichende tektonische Einteilungen stammen etwa von SIKOSEK (1971), HERAK (1986) oder BUSER (1987). Im Rahmen des vorliegenden Projektes soll die **thermische Reife** (Diagenese bis niedrigstgradige Metamorphose) unterschiedlicher stratigraphischer Horizonte aus allen alpidischen und dinaridischen Einheiten mittels temperatursensitiver organischer (Vitrinitreflexion, T_{max}) und anorganischer Parameter (Illit-Kristallinität) bestimmt werden. Dadurch kann eine erste grobe Abschätzung der Paläo-Temperatur Bedingungen getroffen werden. Weiters wird aus diesen Parametern Information über den Zeitpunkt der Aufheizung (prae-, syn-, posttektonisch) der Sedimente, etwa in bezug auf Tektonik in den Südalpen / Dinariden oder den strike-slip Bewegungen entlang der Periadriatischen Naht und den sie begleitenden Störungsbündeln erwartet. Radiometrische Altersdatierungen (Fission Track, Ar-Ar) sollen zu zusätzliche Aussagen führen. Zudem sollen diese Parameter die tektonische Interpretation unterstützen. Sinn und Betrag von Verschiebungen entlang von Störungssystemen (im Falle einer prä-tektonischen Aufheizung der Sedimente) können erfaßt oder Störungen, die Gebiete mit unterschiedlicher thermischer Überprägung trennen, kartiert werden. Weiters werden die Parameter zur Kalibrierung **numerischer Paläo-Wärmefluß Modelle** benutzt. Ein weiteres Projektziel ist die Abschätzung des **Kohlenwasserstoff-(KW)-potentials** klastischer, wie auch karbonatischer Sedimente Sloweniens. Mittels TOC (Total organic Carbon)-Bestimmung und Rock Eval Pyrolyse sollen Aussagen über Menge, Art (Kerogentyp) und Reife der organischen Substanz Permo-Mesozoischer KW-Muttergesteine getroffen werden. Der Zeitraum der Generierung der KW wird durch die Wärme flußmodelle simuliert und eingengt. All diese Informationen sollen gemeinsam mit den Ergebnissen eines Vorgängerprojektes (beschäftigte sich mit den tertiären Sedimenten des slowenischen Anteiles des Pannonischen Beckens) zu einem besseren Verständnis des KW Potentials dieses Gebietes, in dem Alpen, Dinariden und Pannonisches Becken zusammentreffen, führen.

Literatur

- BUSER (1987): - Mem. Soc. Geol. It., **40**: 313-320, Roma.
FODOR et al. (im Druck): - Tectonics.
GENSER & NEUBAUER (1989): - Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**: 233-243, Wien.
HAAS et al. (1995): - Tectonophysics, **242**: 19-40, Amsterdam.
HERAK (1986): - Acta Geologica, 16,1-42, Zagreb.
KAZMER & KOVAC (1985): - Acta Geol. Hung., **28**/1-2: 71-84, Budapest.
MIOC (1995): - Internal report of the IGCP, 276, Terrane maps. 44pp.
RATSBACHER et al. (1989): - Geology, **17**: 404-407, Boulder.
RATSBACHER et al. (1991): - Tectonics, **10**: 257-271, Washington DC.
SIKOSEK (1971): - Zvezni Geol. zavod, 1-56, Beograd.

DIE NIEDERTRACHT DER FRÜHEN DIAGENESE: VERSCHWUNDENE BIOKONSTRUKTIONEN UND KRYPTISCHE FREILEGUNGSLÄCHEN.

SANDERS, D.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck;
e-mail: Diethard.G.Sanders@uibk.ac.at

Die Fossilisation von Radiolitidenbiostromen war häufig von taphonomischem Verlust begleitet, bis zur "Auslöschung" eines Biostromes. Der taphonomische Verlust ist zum Teil auf mechanische Zerlegung, zum Teil auf Lösung (in Verbindung mit Bioturbation) im weichen bis halbverfestigten Sediment, zum Teil auch auf Lösung während subaerischer Freilegung zurückzuführen. Die Radiolitidenschale bestand aus Aragonit (Hypostracum; innen) und Kalzit (Ostracum; aussen). Bei der Fossilisation von Radiolitiden desintegrierte deren obere Klappe sehr häufig in den ara-

gonitischen und den kalzitischen Teil; verglichen zum meist massenhaften Auftreten des kalzitischen Teils sind die aragonitischen Teile nur selten erhalten. Frühdiagenetische Lösung des Aragonit, im noch weichen Sediment, wird als Ursache dafür angenommen. Die untere Klappe der meisten Radiolitiden bestand, von aussen nach innen, aus (A) einer dünnen Lage von Kalzitlamellen, (B) einer dicken Lage kalzitischer Hohlzellen, (C) einer dünnen Lage von meist massivem Kalzit, und (D) einer innersten Lage von Aragonit, welcher auch die Querböden aufbaute. Die Grenze zwischen Lage B und C war eine mechanische Schwächezone. Die untere Klappe desintegrierte häufig in eine Reliktschale aus den Lagen C und D; durch Lösung im noch weichen Substrat ging fast stets auch die Lage D verloren und wurde durch Sediment ersetzt. In Biostromen, welche von Festgrund-Bioturbation wahrscheinlich von Crustaceen erfasst wurden, wurden örtlich gesamte Radiolitidenschalen in situ gelöst; der Hohlraum wurde mit demselben Internsediment wie die Grabgänge verfüllt. Relikte der Schalenlage C zeigen einen Ursprung der Hohlräume von Radiolitiden an. Manche Biostrome wurden durch Lösung im noch weichen bis halbverfestigten Sediment gänzlich in "Geister-Biostrome" umgewandelt, andere wiederum zeigen bedeutenden taphonomischen Verlust speziell der Radiolitiden. Im Fall vollständiger Schalenlösung blieb nur noch die sedimentäre Füllung der unteren Klappe in kleinen, internbrekzien-artigen Gefügen erhalten. Da die am stärksten von frühdiagenetischer Lösung betroffenen Biostrome häufig auch von Festgrund-Grabbauten durchsetzt sind ist die Erkennung derartiger reliktscher Biostrome in natürlichen Aufschlüssen schwierig. Der Nachweis von Lösung im noch weichen bis halbverfestigten Sediment bestätigt aktuogeologische Untersuchungen anderer Autoren, dass selbst in Kalziumkarbonat-übersättigtem tropischem Meerwasser bedeutende Lösung von CaCO₃ stattfindet, wobei Bioturbation eine tragende Rolle spielt.

Der exzellente Aufschluss einer oberkretazischen, plattformrandnahen Abfolge in den Steinbrüchen von Aurisina, Norditalien, erlaubte die Erkennung zahlreicher Emersionsflächen in einer scheinbar kontinuierlichen Folge. Die Emersionsflächen zeigen ein unregelmässiges Kleinrelief, sind aber nicht von Verfärbung, vertikalem Wechsel im Grad der Lithifikation, Verwitterungsresistenz oder Bankung, oder einem Fazieswechsel begleitet, sodass sie selbst auf geschnittenen Felsflächen oft erst bei genauer Inspektion zu verfolgen sind. Auf angewitterten Felsflächen sind diese "kryptischen" Emersionsflächen unsichtbar. Die Flächen sind in Abständen von wenigen Dezimetern bis Metern in Abfolgen von bioturbirten bis kreuzlaminierten bioklastischen Grainstones eingeschaltet, oder treten örtlich auch am Dach von Biostromen oder knapp darüber auf. Wo Freilegungsflächen genau oder knapp über einem Biostrom liegen lässt sich meist bedeutender taphonomischer Verlust feststellen, der örtlich zum gänzlichen Verschwinden der Rudisten infolge meteorischer Lösung führte.

Analoge Freilegungsflächen wurden, per Zufall, in der oberkretazischen Plattformrand-Abfolge der Montagna della Maiella in Zentralitalien gefunden. Weiters wurden in Radiolitidenbiostromen der Maiella, der Oberen Kreide der Nördlichen Kalkalpen und in Spanien analoge Reliktstrukturen wie die beschriebenen gefunden. Die Kombination der beschriebenen taphonomischen Prozesse und das wiederholte Auftreten kryptischer Emersionsflächen in scheinbar kontinuierlichen Abfolgen bioklastischer Kalke machen eine Analyse derartiger Folgen im Sinne genetischer Zyklen praktisch undurchführbar (Ausnahme: kontinuierliche Bohrkerne).

DIE THERMALWASSERBOHRUNG ILZ 1 – EIN WEITERER EINBLICK IN DIE FÜLLUNGSGESCHICHTE DES OSTSTEIRISCHEN BECKENS

SCHEIFINGER M. ¹, EISNER, M. ¹, GROSS, M. ² & HUBMANN, B. ²

¹ Geoteam, Ges.m.b.H., Weizerstraße 19, A-8200 Gleisdorf;

² Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Seit Jahren bemühte sich die Marktgemeinde Ilz (Oststeiermark, Bezirk Fürstenfeld) um die Niederbringung einer Thermalwasserbohrung zur Nutzung geothermischer Energie aus den Karbonatgesteinen des paläozoischen Untergrundes des Steirischen Beckens. Nach wasserrechtlicher und bergrechtlicher Bewilligung konnte Ende Februar 1998 mit der Realisierung des Geothermieprojektes begonnen werden.

Der Aufschlagpunkt der 1906 m tiefen Bohrung Ilz 1 befindet sich im westlichen Fürstenfelder Becken, das vom Gnaser Becken durch die Auersbacher Schwelle getrennt ist. Sie setzt in wenigen Metern mächtigen quartären Sedimenten an und durchteuft bis 1465 m neogene Sedimente. Die übrige Schichtfolge wird von Karbonatgesteinen der "Arnwiesener Gruppe" (nach KRÖLL et al. 1988: Grazer Paläozoikum!) aufgebaut.

Die Gliederung des Bohrprofils erfolgt aufgrund der Bohrlochlogs (Gamma, Widerstand, Potential), der Lithologie und der Korrelation mit benachbarten Tiefbohrungen (Arnwiesen, Fürstenfeld). Die Bezeichnung der Gesteinspakete orientiert sich an vorhandenen Gliederungen anderer Tiefbohrungen (vgl. KOLLMANN 1965, GOLDBRUNNER 1988). Es werden vor allem chrono- und biostratigraphische Termini benutzt, obwohl entsprechende Untersuchungen fehlen. Diese "angewandten Gliederungen" weichen stark vom Konzept der Lithostratigraphie ab. Weiterführende Untersuchungen sollen eine Eingliederung dieses Tiefenaufschlusses in die Lithostratigraphie im Oststeirischen Becken und eine fundierte biostratigraphische Einstufung ermöglichen.

Die obersten 320 m der Bohrung können durch lithologische Vergleiche und regionalgeologische Überlegungen mit obertags aufgeschlossenen Gesteinseinheiten korreliert werden. Dieser Abschnitt des Bohrprofils wird exemplarisch dargestellt. Für die übrige neogene Schichtfolge müssen vorerst aus lithostratigraphischer Sicht unzulängliche Bezeichnungen (z. B.: "Mittelbaden") beibehalten werden. Hier sind dringend lithostratigraphische Einheiten zu definieren.

Die Schichtfolge bis 75 m kann der Feldbach-Fm. zugewiesen werden, die chronostratigraphisch ins Untere Pannonium gestellt wird. Auch in diesem Bereich des Oststeirischen Beckens kann die Feldbach-Fm. in zwei Subformationen aufgegliedert werden: die vorwiegend aus pelitischen Sedimenten aufgebaute Eisengraben-SbFm. (75-64 m) und die lithologisch (Ton-Silt-Sand-Kies) stärker differenzierte Sielegg-SbFm. (64-0 m).

Liegend der Feldbach-Fm. folgt die Gleisdorf-Fm. (75-307 m). Die Oberkante eines 3 m mächtigen, grobklastischen Gesteinspaketes, das dem "Mühdorfer Schotter" entsprechen könnte, bildet hier die Grenze zwischen beiden Formationen. Die Sedimentfolge der Gleisdorf-Fm. ist durch siliziklastisch-karbonatische Wechselfolgen gekennzeichnet. Typisch sind Oolithkalken, die scharf von pelitischen Sedimenten überlagert werden und Ausdruck des oszillierenden Meeresspiegels sind. Die Liegendgrenze markiert ein 13 m mächtiges Kies-Sandpaket (307-320 m), das dem "Carinthischen Schotter" (WINKLER-HERMADEN 1951) entsprechen dürfte. Biostratigraphisch wird die Gleisdorf-Fm. ins Obere Sarmatium eingestuft. Die hangendsten Anteile reichen vermutlich noch bis ins Unterste Pannonium.

Unterbadensische Vulkanite wurden nicht durchteuft, obwohl aufgrund geophysikalischer Prognosen eine Durchörterung erwartet wurde.

Der paläozoische Untergrund besteht hauptsächlich aus fossilfreien Dolomiten. Vergleichbare in Bohrungen des Oststeirischen Beckens angetroffene Gesteine wurden mit der Dolomitsandsteinfolge des Grazer Paläozoikums in Beziehung gebracht. Die angefahrenen dolomitischen wacke/packstones (bei 1670 m) könnten den "dunklen Dolomiten" des "hangenden Members" (HUBMANN & HASENHÜTTL 1995) der Dolomitsandsteinfolge entsprechen.

Literatur

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). - Jb. Geol. B.-A., 131: 563-573, 4 Abb., Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 39: 5-94, Graz.

HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. - Exkursionsführer zur 2. Tagung Österr. Paläont. Ges., 1-43, 13 Abb., Graz.

KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57: 479-632, 2 Abb., 6 Taf., Wien.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. - 49 S., 5 Abb., Geol. B.-A., Wien.

WINKLER-HERMADEN, A. (1951): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. - (In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich), 414-424, (Deuticke) Wien.

KIPPSCHOLLENTEKTONIK IM OBERJURA UND DER TIEFEREN UNTERKREIDE IM BEREICH DES HALLSTÄTTER SCHOLLENKRANZES ("LÄRCHBERG SCHICHTEN"; SALZBURGER KALKALPEN)

SCHLAGINTWEIT, F. ¹ & EBLI, O. ²

¹ Lerchenauerstr. 167, D-80935 München; ² c/o Institut für Paläontologie und Historische Geologie, Richard-Wagnerstraße 2, D- 80333 München

Im Raum Lofer treten "oberjurassische" Flachwasserablagerungen im Bereich des tiefjuvavischen "Hallstätter Schollenkranzes" auf. Die Bezeichnungen "Loferer Schichten" (tieferer Abschnitt) und "Lerchkogelkalk" (höherer Abschnitt) gehen auf HAHN (1910) zurück. Von früheren Bearbeitern wurden sie zumeist in die Obertrias (Nor) bzw. in die Oberkreide (Gosau) gestellt. Genauere stratigraphischen Angaben gehen auf FERNECK (1962) zurück, der sie dem Jura-/Kreide-Grenzbereich zuordnete. Aufgrund der „fehlenden scharfen lithologischen Trennung“ der "Loferer Schichten" vom "Lerchkogelkalk" und der „stratigraphischen Neueinstufung“ schlug FERNECK die Bezeichnung "Lärchberg Schichten" vor. In jüngeren Arbeiten (DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991, DYA 1991) werden zwar ansatzweise Unterschiede (z. B. Mikrobenthos/Mikroflora und Rifffbildner) zur Plassen-Formation diskutiert, eine genaue Abgrenzung beider Schichtglieder ist aber bislang nicht näher definiert worden. Die "Lärchberg Schichten" lagern transgressiv auf triadischen Gesteinen des Tiefjuvavikums. Zusammen mit diesen bilden sie Deckschollen, die allochthon den neokomen Schrambach Schichten des Tirolikums auflagern. In einem Umkreis von rd. 15 km treten die "Lärchberg Schichten" in klotzartig aufragenden Bergen auf, welche Südost - Nordwest angeordnet sind (Litzelkogel-Gerhardstein, Rauchenberg, Lärchberghörndl, Dietrichshorn).

Aufgrund eindeutiger Faziesrekurrenzen und stratigraphischer Übereinstimmung zur Plassen-Formation, lassen sich die Lärchberg Schichten nicht als eigenständige Formation definieren. Lediglich die randmarinen, z. T. brackischen Loferer Schichten sind in dieser Ausbildung bisher nicht aus den basalen Anteilen der Plassen-Formation bekannt gemacht worden. Es wird daher vorgeschlagen diese als eine Subformation (Member) auszuscheiden. Das transgressive und an der Basis klastische Lofer Member umfaßt den Zeitbereich (oberes) Kimmeridge bis Obertithon/tieferes Berrias und zeigt ein Südost-Nordwest gerichtetes Übergreifen auf den triadischen Untergrund. Das Alter der Transgressionsbasis wird hierbei von Südosten nach Nordwesten jünger (Gerhardstein: (oberes) Kimmeridge; Lärchberghörndl: unteres/mittleres Tithon;

Dietrichshorn: Obertithon/tieferes Berrias). Die stratigraphische Reichweite des hangenden "Lerchkogelkalkes", eingestuft mit Hilfe von Dasycladaceen und Benthosforaminiferen, umfaßt das obere Kimmeridge bis mittlere/obere Berrias. Zwischen den einzelnen Vorkommen ist eine deutliche diachrone Fazieszonierung der ehemaligen Karbonatplattform festzustellen (z. B. zeitgleich "Upper slope"-Fazies im Südosten, externe Plattform im mittleren Bereich und randmarine Fazies im Nordwesten).

Aus den o. a. Beobachtungen ist zu folgern, daß die oberjurassisch-unterkretazischen Plattformkarbonate des tiefjuvavischen Hallstätter Schollenkranzes auf einer zusammenhängenden und nach Südosten flach geneigten Kippscholle (homoklinale Rampe) sedimentiert wurden. Die steile nordwestliche Begrenzung war vermutlich als "by-pass margin" ausgebildet. Der Ablagerung der Plattformkarbonate muß ein relativer rascher Uplift der Kippscholle – im Zusammenhang mit der "Hallstatt-Vardar-Konvergenz" (e. g. GAWLICK et al. 1999) - über das Meeresspiegelniveau vorausgegangen sein, gefolgt von einer allmählichen Subsidenz. Im Laufe des Berrias erfolgte ein rasches "drowning" verbunden mit einem partiellen Zerbrechen der Plattform. Im Valangin treten bereits submarin-ersedimentierte Klaster von Lerchkogelkalk in den klastischen Lackbach Schichten, einem Äquivalent der Rossfeld Schichten auf (DARGA & WEIDICH 1986). Die basalen Anteile der Plassen-Formation des Untersberges (hochjuvavisches Berchtesgadener Decke) sind in das obere Kimmeridge einzustufen und lassen aufgrund der Lithostratigraphie eine südöstliche Paläoposition, direkt im Anschluß an die Loferer Kippscholle vermuten. Aufgrund der Faziesausbildung der in den Barmsteinkalken der Typlokalität auftretenden Klaster und anderer Überlegungen (z. B. nach NNE einfallende Komponente) wird das Liefergebiet derselben in den Plattformkarbonaten der Loferer Kippscholle gesehen.

Literatur

- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): - Jb. Geol. B.-A., **134**: 205-226, Wien
DARGA, R. & WEIDICH, K.F. (1986): - Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **26**: 93-112, München.
DYA, M. (1991): - Unveröff. Diss. TU Berlin, 1-137.
FERNECK (1962): - Unveröff. Diss. TH München, 1-107.
GAWLICK, H.-J. et al. (1999): - Geol. Rdsch., **87**: 644-657, Stuttgart.
HAHN, F.F. (1910): - Jb. Geol. R.-A., **60**: 637-712, Wien.

STRATIGRAPHISCHE SIMULATION IM WIENER BECKEN – FALLBEISPIELE SYNTEKTONISCHER SEDIMENTATION

SCHMID, H.P. & MICHAEL WAGREICH, M.

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien

Im Rahmen des FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung)-Projekts P 13740 GEO „Stratigraphic Simulation in Neogene basins of Austria: The influence of synsedimentary tectonics on stratigraphic sequences“ wird eine Dissertation zu dieser Thematik im Wr. Becken durchgeführt.

Als Teilprojekt des FWF-Bündels „Changes in Eastern Alpine Ecosystems and their Geodynamic Control“ soll die Erfassung syntektonischer Sedimentation an einzelnen Störungen einen neuen Ansatz zur Auflösung des komplexen Zusammenspiels von Eustasie, Tektonik und Sedimentantransport liefern. Mit Hilfe der computerunterstützten Methode des *forward modellings* von Stratigraphie und Sedimentologie (Software Pakete: PHIL 5.4™ und SEDPAK) wird anhand von ausgewählten *cross sections* innerhalb des Beckens das bereits umfangreich bestehende Datenmaterial (Sedimentologie, Tektonik, Paläontologie) neu bearbeitet.

GLAZIGENE KARBONATE – EIN FALLBEISPIEL VOM HINTERTUXER GLETSCHER, TIROL

SPÖTL, C.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Im Zuge von Geländebegehungen wurden im Vorfeld des westlichen Hintertuxer Gletschers (Gefrorene-Wand-Kees) weit verbreitete glazigene Karbonatbildungen festgestellt. Der Gletscher liegt hier auf gut gebanktem und verkarstem Hochstegenmarmor, der intensiv geschrammt und gekritzelt ist. Auf Grund von Analysen topografischer Karten kann gefolgert werden, daß das Gebiet, in dem diese glazigenen Karbonate heute auftreten, erst nach 1930 und z. T. erst nach etwa 1965 eisfrei geworden ist. Es kommen zwei Typen von glazigenen Karbonaten vor, hellbraune Mikrite und - etwas seltener - weiße bis hellgraue Sparite. Beide Typen bilden dünne Krusten auf glazial überprägten Oberflächen und sind stets streng in Fließrichtung orientiert. Ihre Bildung ist stets an die ehemalige Lee-Seite von kleinen Unebenheiten des Marmors (z. B. sichelförmige Ausbrüche) gebunden. Wichtig erscheint die Beobachtung, daß diese Karbonatbildungen keinerlei Spuren nachträglicher Gletschererosion aufweisen, d. h. sie sind stets jünger als die weit verbreiteten Schrammen. Das Vorkommen dieser Karbonate ist an den Hochstegenmarmor, einem Kalkmarmor, gebunden. Im östlich angrenzenden Gletschervorfeld, das von Zentralgneis eingenommen wird, fehlen diese Bildungen vollkommen und kurzzeitig zugängliche subglaziale Aufschlüsse in einer nahen Gletscherhöhle zeigten ebenfalls keine Karbonatbildungen auf Gneisuntergrund.

Röntgendiffraktometrische Pulveraufnahmen ergaben, daß die Mikrite aus Kalzit bestehen (verunreinigt durch Quarz und Hellglimmer); die Sparite hingegen bestehen aus einem variablen Aragonit-Kalzit-Gemenge. Unter dem Binokular zeigen die Mikritkrusten eine Lamination.

Analysen der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoffwerte ergaben folgendes Bild: Beide Karbonattypen haben deutlich niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ Werte als das Muttergestein. Dies ist ein klarer Beweis dafür, daß diese Krusten nicht einfach fein zerriebenen Detritus darstellen, sondern authigene Bildungen sind. Die $\delta^{18}\text{O}$ Werte der Mikrite sind konsistent niedriger als die der Sparite, während letztere ihrerseits etwas höhere $\delta^{13}\text{C}$ Werte aufweisen als die Mikrite. Diese Differenz (im Mittel 1,7 Promill) steht im Einklang mit der experimentell ermittelten $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Fraktionierung zwischen Aragonit und Kalzit von $1,7 \pm 0,4$ Promill (ROMANEK et al., GCA, 56, 1992). Die Bildung dieser Karbonate fand in einem subglazialen Environment statt, und zwar gesteuert durch die oszillierenden Vorgänge des Austauens und Wiedergefrierens (Regelation) beim basalen Gleiten eines temperierten Gletschers über die Unebenheiten des Untergrundes. Im Zuge des sukzessiven Wiedergefrierens des basalen Wasserfilms auf der Lee-Seite von Hindernissen kommt es zur Aufkonzentration der Lösung und in weiterer Folge nach Überschreiten des Löslichkeitsproduktes zur Ausfällung von Kalzit und/oder Aragonit. Untersuchungen an anderen temperierten Gletschern (z. B. Glacier de Tsanfleuron, Wallis; Blackfoot Glacier, Montana) haben gezeigt, daß zuerst Sparit unter Bedingungen eines offenen Systems auskristallisiert und erst bei zunehmend geschlossenen Bedingungen (d. h. nur noch ein geringer Anteil des Wassers ist in flüssigem Zustand) und entsprechend hoher Übersättigung Mikrit ausfällt. Dieser Prozess des sukzessiven Ausfrierens (und forcierten Ausfällens von Karbonatmineralen) spiegelt sich auch in den Sauerstoffisotopenwerten unserer Proben wider: Sparite kristallisieren in annäherndem Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser des Regelationseises aus. Da Eis bei seiner Bildung bevorzugt das Isotop ^{18}O einbaut, sinkt der $\delta^{18}\text{O}$ Wert des residualen Wasser (Rayleigh-Prozeß), sodaß die finalen Mikrite die mit Abstand niedersten $\delta^{18}\text{O}$ Werte aufweisen. Diese kinetisch kontrollierten Isotopenaustauschprozesse sind auch der Grund dafür, daß ursprüngliche Hoffnungen,

an Hand fossiler subglazialer Karbonate Rückschlüsse auf die Isotopenzusammensetzung pleistozäner Gletscher ziehen zu können (HANSHAW & HALLET, Science, 200, 1978), sich nicht erfüllten.

DIE TEKTONISCHE UND SEDIMENTÄRE ENTWICKLUNG DES FOHNSDORFER TERTIÄR-BECKENS

STRAUSS, P.¹, SACHSENHOFER, R.F.² & WAGREICH, M.¹

¹ Institut für Geologie, Geozentrum, Universität Wien, Althanstrasse 14, A-1090 Wien; ² Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, Peter-Tunner-Strasse 5, A-8700 Leoben

Das miozäne Fohnsdorfer Becken liegt am Kreuzungspunkt zweier großer Störungssysteme, die während der lateralen Extrusion der Ostalpen aktiv waren: einerseits das sinistrale, E-W streichende Mur-Mürz Störungssystem und andererseits die NNW-SSE streichende Pöls-Lavanttal Störung.

Seine tektonische Entwicklung läßt sich in drei Phasen einteilen (STRAUSS et al. 1999)

- 1) Pull apart Phase
 - 2) Halbgraben Phase
 - 3) Kompressive Phase mit Ausbildung einer Flower Structure
- Die pull apart Beckenbildung nahm wahrscheinlich im oberen Karpatium ihren Anfang und erreichte im Unter- bis Mittel Badenium ihren Höhepunkt. In dieser Zeit wurden im Becken etwa 2500 m Sediment abgelagert, wobei die für Pull Apart Becken typische Sedimentverteilung zu beobachten ist: eine Grobfazies entlang des Nord- und Südrandes des Beckens und eine mit rascher Subsidenz verbundene, lakustrine Tiefwasserfazies im Beckenzentrum.

Die Sedimente der pull apart Phase werden in zwei Abschnitte geteilt:

- 1) "Fohnsdorf-Formation" ("Liegendserie" nach POLESNY 1970); ein Komplex aus alluvialen und fluviatilen Schottern und Sanden (bis zu 500 m) und einem bis zu 12 m mächtigen Kohleflöz im Hangenden.
- 2) "Ingering-Formation" ("Hangendserie"); ein Komplex aus lakustrinen Prodelta-Deltasedimenten, welche gegen das Hangende zu ein coarsening upward aufweisen (bis zu 2000 m)

Aus der "Ingering Formation" sind mehrere Tuff-Horizonte bekannt, von denen einer mit FT auf 14.9 Ma datiert wurde (István DUNKL, pers. Mitt.).

Nach Abschluß dieser Sedimentation kommt es zu einer gravierenden Änderung in der Hauptextensionrichtung von E-W nach NNW-SSE. Dies führt im Fohnsdorfer Becken zur Ausbildung einer Halbgrabenstruktur, die zum Kippen des Beckens führte.

In dieser Phase der Beckenbildung wurde die "Apfelberg-Formation" ("Blockschotter" nach POLESNY 1970) syntektonisch zu großen Abschiebungen am Südrand des Fohnsdorfer Beckens abgelagert.

Es handelt sich hierbei um größtenteils sandig-silte Sedimente, in denen einzelne grobklastische Lagen mit Blöcken bis zu mehreren Metern eingelagert sind.

Insgesamt dominieren schlecht sortierte Sedimente mit einem sehr hohen Matrixanteil.

Die Sedimente der "Apfelberg-Formation" stellen offenbar eine Mischung aus Ablagerungen fluvio-deltatischen Environments und Schlamm bzw. Schuttströmen dar, welche am besten in der Tongrube Apfelberg zu beobachten sind.

Im unteren Teil der Grube ist ein fluviatiles System mit einer rinnenförmigen Großstruktur aufgeschlossen, welche sich in zahlreiche kleinere Rinnen aufgliedert.

Auf diese Abfolge von verschiedenen Rinnen folgt dann ein sehr markanter Horizont in Form eines Schuttstromes. Darüber ist die Sedimentation lateral anhaltender und nicht mehr durch Rinnen dominiert. Aber auch hier finden sich Erosionshorizonte mit Treibholz und Tonklasten, Wurzelhorizonte und kleinere Rinnensysteme.

Der obere Teil der Grube besteht aus großflächig abgelagerten Sanden mit Schrägschichtungssets, Süßwasserschnecken, Kohleflözen und einem Tuffhorizont.

Die Entwicklung der „Blockschotter“ Fazies am Südrand endet mit der beginnenden

Aktivität der Pöls-Lavanttalstörung im mittlerem(?) Badenium. Dadurch wird im Fohnsdorfer Becken das extensive Regime durch ein kompressives, aber ebenso NNW-SSE ausgerichtetes Regime abgelöst. Dies führt unter anderem zur Ausbildung einer Flower Structure, welche den heutigen Westrand des Beckens bildet.

Literatur

- POLESNY H.(1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. - Unpubl. PhD thesis, 234 pp., University of Vienna.
- STRAUSS P., WAGREICH M. & SACHSENHOFER R. (1999): The Fohnsdorf Basin (Miocene, Eastern Alps, Austria): Tectonics and basin evolution. - Tübinger Geowiss. Arb. Ser. A, 52: p.211, Tübingen.

EINE STRATIGRAPHISCHE NEUBEARBEITUNG DER TRIASVORKOMMEN AM ZUMPANELL UND ÜBERGRIMM (ORTLER GRUPPE, SÜDTIROL): REVISION DER TEKTONISCHEN POSITION UND ABSCHÄTZUNG DES ALPIDISCHEN METAMORPHOSEGRADES MITTELS IC UND VR.

USTASZEWSKI, K.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Die Triasvorkommen am Zumpanell und am Übergrimm (zwischen Sulden- und Trafoital) in den östlichsten Engadiner Dolomiten (Zentrales Oberostalpin) wurden bislang von der Mehrzahl der Bearbeiter, trotz tektonischer Trennung und Unklarheiten über den stratigraphischen Umfang, dem Stockwerk der Ortler Decke zugeordnet.

Eine detaillierte Neubearbeitung der Stratigraphie sollte insbesondere die erwähnten Unklarheiten klären sowie einen Bezug zur kalkalpinen Stratigraphie herstellen.

So zeigt die Zumpanell-Trias eine tektonisch reduzierte Abfolge vom Permoskyth, in parautochthonem Kontakt mit dem Basement, bis zum Niveau der Raibler Schichtgruppe. Das Anis zeigt mit den primär eisenreichen, magnesitvererzten und quarzführenden Dolomiten große Übereinstimmung mit denen der Follerkopf Formation im Unterbau der S-charl Decke in der Nähe des Reschenpasses. Des Weiteren finden sich Ähnlichkeiten mit dem Eisendolomit der Krabachjochdecke der Lechtaler Alpen oder der Virgloria Formation im Brenner Mesozoikum.

Die vermutlich ladinische Dolomit-Tonschiefer-Wechselagerung mit synsedimentären Rutschfallen und stellenweise intensiver Bioturbation, gefolgt von dickbankigen, stromatolithisch laminierten Dolomiten entsprechen einem Äquivalent der Partnach Schichten und der Wetterstein Formation. Das Niveau der Raibler Schichten diene als Abscherhorizont für die Überschiebung der Ortler Decke auf die Zumpanell Trias.

Die Trias am Übergrimm zeigt eine unvollständige Abfolge vom Permoskyth bis ins Karn, wobei das gesamte Anis tektonisch bedingt fehlt. Über unendlich geschichteten Konglomeraten mit Vulkanoklastika in autochthonem Kontakt mit dem Basement folgt eine mächtige Dolomitabfolge, die bislang als Hauptdolomit der Ortler Decke kartiert worden war. Sie stellt jedoch das Ladin-

1.-4. Österreichisches Sedimentologentreffen in Seewalchen: 1996, 1997, 1998, 1999

Niveau dar. Dies geht - trotz eklatanten Mangels biostratigraphischer Daten - aus Untersuchungen des $\delta^{34}\text{S}$ -Isotopenverhältnisses an Gipsen im Hangendsten dieser Abfolge hervor, die mit +14.9 bis +16.6 ‰ ± 0.2 (nach CDT-Standard) für das Karn typische Werte zeigen.

Die fazielle Ausbildung beider Triasvorkommen zeigt, trotz der aufgeführten Unterschiede untereinander, Übereinstimmung mit der des S-charl Unterbaues. Daher sollten diese tektonischen Elemente fortan – auch aus geometrischen Überlegungen heraus – nicht mehr der Ortler Decke, sondern dem Unterbau der S-charl Decke zugeordnet werden.

Eine Untersuchung der Illitkristallinität nach der CIS-Skala von WARR & RICE (1994) an Tonschiefern und Kalken des Arbeitsgebietes ergeben – mit Ausnahme der Proben aus der Trias vom Übergrimm – sehr konsistente Werte im Grenzbereich Anchizone-Epizone (0.26 bis 0.36 $^{\circ}\Delta 2\theta$ CIS).

Die Werte der Vitritreflexion liegen zwischen 2.4 und 3.4 %

(Rr%). Damit entsprechen sie dem Kohlenrang eines Semi-Anthrazits bis Anthrazits nach der ASTM-Klassifikation. Eine Berechnung der maximalen Inkohlungstemperatur nach BARKER & PAWLEWICZ (1986) oder BARKER & GOLDSTEIN (1990) ergeben Werte zwischen 260 und rund 300 $^{\circ}\text{C}$. Diese Werte sind im Einklang mit Daten von THÖNI (1983), der für alpidisch neugesproßten Phengit an der Basis der Ortler Decke Temperaturen im Bereich von 300 $^{\circ}\text{C}$ annimmt.

Literatur

BARKER, C., PAWLEWICZ, M. (1986): The correlation of Vitrinite Reflectance with maximum temperature in humic organic matter. - in: Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 5: Paleogeothermics, Springer Verlag, Berlin.

THÖNI, M. (1983): The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. - Mem. Sci. Geol., **36**: 211-238, Padova.

WARR, L., RICE, A. (1994): Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. - J. Metam. Geol., **12**: 141-152.

Buchbesprechungen / Bookreviews

BACHL-HOFMANN, C., CERNAJSEK, T., HOFMANN, T. & SCHEDL, A. (Eds.): Die geologische Bundesanstalt in Wien. 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849-1999). – 538 S., 16. Taf., div. Abb., Wien (Böhlau) 1999. öS 687,-; ISBN 3-205-99036-6.

Was der Geologischen Bundesanstalt anlässlich ihres 100. Geburtstages im Jahre 1949, noch schwer an den durch den 2. Weltkrieg geschlagenen Wunden leidend, versagt bleiben mußte, nämlich einen repräsentativen Festband herauszugeben, ist nun 50 Jahre später unter geänderten ökonomischen Rahmenbedingungen dank der öffentlichkeitsbewußten Tatkraft ihres jetzigen Direktors nachgeholt wurden. In einem inhaltlich wie ausstattungsmäßig opulenten Werk wird das Werden und heutige Wirken dieser Institution beschrieben.

Reflexionen zur Geschichte der Bundesanstalt haben sich bisher vornehmlich deren bedeutendstem Abschnitt verschrieben, der mit dem Zusammenbruch der Donaumonarchie ein jähes Ende fand. Diese Periode ruhmvollen Glanzes kommt auch in diesem Buch nicht zu kurz. Wenig wußte man dagegen bisher über die durch wirtschaftliche Beschränktheit geprägte Zwischenkriegszeit, praktisch nichts, was über vage Andeutungen hinausgereicht hätte, über die dunklen Jahre von 1938-45, als die Anstalt als lokale Zweigstelle des Reichsamtes für Bodenforschung firmierte. Hier lüften A. SCHEDL und H. PIRKL ein wenig den Vorhang und geben den Blick auf die mitwirkenden Akteure frei – ein spannendes Stück Zeit- und Sittengeschichte.

Eine genaue Beschreibung der heutigen Aufgabenbereiche der Anstalt und ihrer Arbeitsschwerpunkte schlägt die Brücke ins neue Jahrtausend.

R. Lein

WAGENBRETH, O.: Geschichte der Geologie in Deutschland. – 264 S., 123 Abb., Stuttgart (Enke) 1999. öS 934,-, ISBN 3 13 118361 6/662.

Über Jahrzehnte hinweg hat Otfried Wagenbreth die Geschichte der Geologie erforscht und in unzähligen Veröffentlichungen uns an seinem profunden Wissen teilhaben lassen. Nun hat er, einen zeitlich weiten Bogen von der Antike bis heute spannend, die Geschichte der Geologie in Deutschland in einem handlichen, ansprechend gestalteten Buch zusammengefaßt. Einen sehr wesentlichen Teil dieses Werkes nimmt naturgemäß die Beschreibung der Erdwissenschaften im 19. Jahrhundert ein, als sehr wesentliche Impulse zu deren Entwicklung von deutschem Boden ausgingen. Das vorliegende Buch beinhaltet gleichermaßen eine Ideengeschichte wie auch eine sehr ausführliche Dokumentation jener Institutionen (Landesämter, Universitäten, wissenschaftliche Vereine), die dem Fortschritt der erdwissenschaftlichen Forschung verpflichtet sind.

Vermutlich um den Umfang des Buches nicht ausufern zu lassen, beschränkt sich der Autor punktgenau auf die Geschichte der Geologie in Deutschland in seinen jeweiligen Grenzen, die Entwicklung der erdwissenschaftlichen Forschung im deutschsprachigen Ausland (Schweiz, Österreich) ausklammernd, was insofern bedauerlich ist, als der gedankliche und personelle Austausch (Melchior Neumayr, Franz Kossmat, Alfred Wegener u. a.) in beide Richtungen hin besonders reich war. Trotz dieser Randbemerkung verdient das Buch uneingeschränkten Applaus.

R. Lein