

des Tagebaues Oberdorf ein Granat-Chloritoid dominiertes Schwermineralspektrum charakteristisch (Einzugsgebiet: Obere Grünschieferfazies, bzw. ist die Einbringung von aufgearbeiteten Gosausedimenten 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 HARZHAUSER ¹, Oleg MANDIC ², Jürgen SCHLAF ³ &
Werner E. PILLER ³

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 Molluskenkenschutt 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 Meeresspiegelabsenkung. Während dieser wurde feinkörniges siliziklastisches Sediment in das karbonatdominierte Milieu eingetragen, was zum Absterben des Korallenwachstums führte.

Über der lateral weithin verfolgbarer 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 Platzkugeln (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 Erzlagern 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-Gammalogs erstellt werden, die die radiometrischen Abbilder von Profilen darstellen. Unterschiedliche Gamma-Aktivitäten in Profilabschnitten (Eckwerte in Logs, Verlauf der Strahlungskurve) werden als Parallelisierungs- und Konnektierungskriterien herangezogen.

Im Zuge von detaillierten lithologischen Profilneuaufnahmen durch die Gesamtfolge 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 Profilabschnitten 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 Wilgartswiesen (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 MOJSISOVICS (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 Tonschiefern 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) aggradiert 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 Hohlraumfüllungen mit mehreren Zementgenerationen, teilweise auch mit Internesediment, 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 textuelle 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 basinal Cipit boulders: indicators of Middle to Upper Triassic buildup margins, Dolomite Alps, Italy. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 86: 779-794.