

• 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<sub>max</sub>) 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.  
RATSCHBACHER et al. (1989): - Geology, **17**: 404-407, Boulder.  
RATSCHBACHER 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 FREILEGUNGSFLÄCHEN.**

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 Schächezone. 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 CaCO<sub>3</sub> 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 Bohrkern).

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

SCHEIFINGER M. <sup>1</sup>, EISNER, M. <sup>1</sup>, GROSS, M. <sup>2</sup> & HUBMANN, B. <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Geoteam, Ges.m.b.H., Weizerstraße 19, A-8200 Gleisdorf;<sup>2</sup> 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 Sieglegg-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 Oolithkalk, 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. <sup>1</sup> & EBLI, O. <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Lerchenauerstr. 167, D-80935 München; <sup>2</sup> 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 Riffbildner) 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, Lärchberghöndl, 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; Lärchberghöndl: unteres/mittleres Tithon;