Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

Miloš Siblík
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Data on Mesozoic brachiopods from sheet NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems are very scarce. Only one hopeful Jurassic brachiopod locality was recently discovered during the mapping works by Thomas Hornung (GWU Salzburg). My field works were made between 14. and 21. September 2015 and were focused on the fossiliferous site (around the point 47.824768–14.192856, near the end of the forest road), which is situated SE of the town Klaus an der Pyhrnbahn, about WSW of the spot hight 1158 Windberg. The well-exposed succession on the slope is about 4 m high and reaches the length of nearly 60 m. It shows bedded, very hard dark grey and reddish micritic crinoidal limestones (massive "Crinoidenspaltkalke") of the Hierlatzkalk type, which contain rare thin marly intercalations. Fossil content is very rich, represented practically only by brachiopods accumulated to densely packed lumachelles. Additionally, two fragments of smooth indeterminable lamellibranches were ascertained only. Preservation of the material is relatively poor. The shells are often fragmented and their interior details destroyed by the recrystallization, so that the study of their interiors was almost impossible. Due to the absence of preserved internal details, general shape and some other external characters were used for the evaluation of generic relationships. The separation of the specimens from their carbonate matrix is very difficult due to the very hard character of the compact rock and most of specimens are crushed and incomplete or split to pieces.

The sampled 211 brachiopod specimens (incl. also fragmentary shells) consist of 13 genera and 20 species. The order Terebratulida is dominant representing 39.3 % of the fauna, it includes 5 genera and 8 species (incl. aff. species). The most common genus is *Zeilleria* with 4 species. Specimens of the order Rhynchonellida are less numerous (28.9 % of all specimens) than those of Terebratulida but their specific composition is much more variable. They belong to 7 genera with 10 species. Order Spiriferida (31.8 % of all specimens) is represented by 1 genus only with 2 species, preserved nearly 100 % as pedicle valves only.

The following species were determined: *Jakubirhynchia latifrons* (Stur in Geyer, 1889), *Prionorhynchia* aff. *flabellum* (Gemmellaro, 1874), *Prionorhynchia polyptycha* (Oppel, 1861), *Prionorhynchia greppini* (Oppel, 1861), *Prionorhynchia* cf. *greppini* (Oppel, 1861), *Prionorhynchia* aff. *belemnitica* (Quenstedt, 1858), *Cirpa fronto* (Quenstedt, 1871), *Cirpa* cf. *fronto* (Quenstedt, 1871), *Pisirhynchia inversa* (Oppel, 1861), *Cuneirhynchia retusifrons* (Oppel, 1861), *Salgirella* aff. *albertii* (Oppel, 1861), *„Rhynchonella"* sp. (?= *Calcirhynchia plicatissima* (Quenstedt) in Dulai, 2003, Pl. 3, Figs. 16–18), *Lobothyris andleri* (Oppel, 1861), ?*Lobothyris* sp., *Linguithyris aspasia* (Zittel, 1869), *Bakonyithyris ewaldi* (Oppel, 1861), *Bakonyithyris* aff. *thurwieseri* (Böse, 1897), *Securina partschi* (Oppel, 1861), *Zeilleria batilla* (Geyer, 1889), *Zeilleria alpina* (Geyer, 1889), *Zeilleria mutabilis* (Oppel, 1861,), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (Oppel, 1861, *Zeilleria* cf. *mutabilis* (Oppel, 1861), *Zeilleria* cf. *stapia* (Oppel, 1861), *Zeilleria* sp., *Liospiriferina alpina* (Oppel, 1861), *Liospiriferina* cf. *alpina* (Oppel, 1861), *Liospiriferina* aff. *obtusa* (Oppel, 1861), *Liospiriferina* sp., *Liospiriferina* sp. (? young specimens), moreover fragmentary or indeterminable rhynchonellids, terebratulids and spiriferinids. The studied brachiopod fauna is not so diverse if compared with that of seemingly same age, well studied in the Totes Gebirge on the near map sheet 97 Bad Mitterndorf. There occurs a large number of well preserved and variable brachiopods (cf. Mandl et al., 2010). The comparison with that fauna clearly shows that the age of here studied brachiopods from the vicinity of Kirchdorf could be well stated as Middle–Upper Sinemurian. The unique occurrence of Lower Jurassic brachiopods in the whole area, accumulation of their often fragmentary shells, and spiriferinids with prevailingly specimens with only pedicle valves clearly document the transport of the fauna before the deposition.

I am grateful for the guidance by Thomas Hornung who showed me the place and accompanied me in the field. The financial support of the study by the Geological Survey of Austria in Vienna is heartily acknowledged.

Reference

Mandl, G.W., Dulai, A., Schlögl, J., Siblík, M., Szabó, J., Szente, I. & Vörös, A. (2010): Erste Ergebnisse zu Stratigraphie und Faunen-Inhalt der Jura-Gesteine zwischen Bad Mitterndorf und Toplitzsee (Salzkammergut, Österreich). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 77–134, Wien.

Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

Gerhard Bryda

Im Berichtsjahr wurden auf dem Kartenblatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs (nationale Blattnummer: 4203) bestehende Kartierungen im Bereich des Kleingschnaidtbaches nördlich Gaflenz überarbeitet und Teile des Sonnberges neu aufgenommen. Dabei konnte die Deckengrenze zwischen der liegenden Frankenfels- und hangenden Lunz-Decke anhand der nun flächig auskartierten Lunzer Schichten genau festgelegt werden. Zusätzlich wurden stratigrafische Fehleinstufungen korrigiert und die Grenzen zwischen einigen lithostratigrafischen Einheiten neu kartiert. Die quartäre Bedeckung konnte anhand des digitalen Höhenmodells des Landes Oberösterreich genauer abgegrenzt und zahlreiche Massenbewegungen in die Karte neu eingetragen werden.

Lithostratigrafie, Tektonik der Frankenfels-Decke

Die Nordflanke des Kleingschaidtbach-Tales wird durch die Gesteine der tektonisch liegenden Frankenfels-Decke aufgebaut. Als tektonisch hangendstes Bauelement dieser Decke ist im unteren Teil der Talflanke eine geringmächtige, dem Talverlauf folgende, mittelsteil nach Südosten einfallende Schuppe aufgeschlossen. Diese beinhaltet eine invers lagernde Schichtfolge, die vom norischen Hauptdolomit bis zu stratigrafisch auflagernden Kalken des Rhätiums reicht. Im Hangenden des typisch ausgebildeten Hauptdolomits tritt zuerst ein gelblichbraun gefärbter, teilweise noch etwas dolomitischer Bankkalk auf. Dieser ist bereits im Handstück als Grainstone, der zum überwiegenden Teil aus Ooiden besteht, erkennbar. Im Dünnschliff sind neben den dominierenden, sparitisch zementierten, radial aufgebauten Ooiden auch noch randlich mikritisierte Schalenbruchstücke ein häufiger Bestandteil des Sedimentes. Die Kerne der Ooide sind meist durch Fe-Oxide gelblichbraun bis rotbraun verfärbt. Kalke dieses Typs wurden mit Vorbehalt in das Niveau des Plattenkalkes gestellt.

Über diesem Bankkalk, möglicherweise auch unter lateralem Übergang mit diesem verbunden, folgt entweder ein gelblichbraun bis grau gefärbter, dickbankiger Kalk mit Brachiopodenlumachellen und Gerüstbildner-Bruchstücken (Kalkschwämme, Korallen), oder ein feinkörnig bis mikritisch wirkender Kalk, der im Dünnschliff zahlreiche, für das Rhätium typische Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON) und Zysten von Grünalgen enthält. Auch bioturbierte dunklere mikritische Kalktypen kommen vor, die bereits der Kössen-Formation nahestehen. Typische Mergel der Kössen-Formation konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Die beschriebenen Kalktypen werden vorläufig unter dem Begriff „Puchenstubener Schichten“ (TOLLMANN, 1966: 135ff.) zusammengefasst.

Der Kontakt der Rhätiumkalke zu den stratigrafisch hangenden, tektonisch liegenden Sedimenten des Oberjura und der Unterkreide ist scharf ausgebildet und entspricht einer Schuppengrenze. Meist grenzen die grünlichgrau gefärbten, dünnbankigen Mergel der Schrambach-Formation (Unterkreide) tektonisch an die überlagernden Rhätiumkalke. Im stratigrafisch Liegenden sind sie über einen hellrot bis rot gefärbten, mikritischen Knollenflaserkalk und Bankkalk, der dem Haselbergkalk (Tithonflaserkalk, Oberjura) entspricht, mit einem hellbeige gefärbten, massig wirkenden Kalk stratigrafisch verbunden. Dieser zeigt unter dem Mikroskop verschiedene Mikrofaziestypen. Einerseits handelt es sich um einen Grainstone bis Floatstone, der dichtgepackte, mikrosparitisch zementierte Mikroonkoide (pelagische „Ooide“) und mikritische Partien mit Echinodermenbruchstücken, Ostracodenschalen sowie seltene Foraminiferen enthält, andererseits kommen teilweise Hornstein führende Kalke vor, die zum überwiegenden Teil aus dichtgepackten kleinen Echinodermenbruchstücken (teilweise Schwebcrinoiden?) und Ostracodenschalen bestehen. Zusätzlich treten im Übergang zum Haselbergkalk mikritische Kalke mit Schwebcrinoiden, Radiolarien und Ammonitenbrut auf. Alle diese, offenbar eng miteinander verbunden Mikrofaziestypen wurden in der Karte unter dem Begriff „Mikritooidkalk“ zusammengefasst.

Diese stratigrafisch aufrechte Oberjura- bis Unterkreide-Schichtfolge bildet eine geringmächtige und teilweise zerscherte eigenständige Schuppe im Liegenden der beschriebenen inversen Obertrias-Schuppe. Sie grenzt wiederum tektonisch an die inverse Schichtfolge aus Schrambach-Formation und Tannheim- sowie Losenstein-Formation (Unterkreide bis frühe Oberkreide), die als Füllung einer überkippten Synklinale dem Jura und Hauptdolomit der Schnabelberg-Redtenberg-Antiklinale überschoben worden ist. Die beiderseits des Baches östlich Schwaigberg an der Grenze zwischen Schrambach- und Losenstein-Formation schlecht aufgeschlossenen, dünnblättrig spaltenden grünlichgrauen Mergel können nur mit Vorbehalt der Tannheim-Formation zugeordnet werden. Sie führen teilweise Pflanzenhäcksel und werden von den Sandsteinbänken der Losenstein-Formation überlagert.

Aus vorhandenen Karten (HENRICH, 2011) lässt sich auch für den Hauptdolomit und die stratigrafisch verbundenen Rhätiumkalke im Bereich der Spindeleben (1.066 m ü. A.) eine inverse Lagerung ableiten. Die inverse Hauptdolomit-Rhätiumkalk-Schuppe im unteren Teil der nördlichen Talflanke des Kleingschnaidt-Tales stellt jedoch eine eigenständige Schuppe dar, deren Streichrichtung der Deckenüberschiebung der südlich anschließenden Lunz-Decke folgt. Sie wurde vermutlich im Verlauf dieser Überschiebung von der nördlichen Spindeleben-Schuppe abgetrennt und dieser, gemeinsam mit den Oberjura- und Unterkreide-Gesteinen zwischen Reith und Schwaigberg überschoben. Dadurch wurden auch die im Bereich östlich Schwaigberg aufgeschlossenen Sandsteine der Losenstein-Formation tektonisch eingespießt.

Lithostratigrafie, Tektonik der Lunz-Decke

Südlich des Kleingschnaidtbaches wird die Frankenfels-Decke von der Lunz-Decke überlagert. Die Deckengrenze wird durch ein schmales Band aus braun verwitterndem Sandstein der Lunzer Schichten markiert. Dieses erreicht an der Einmündung des Baches in den Großgschnaidtbach den Talboden und verläuft dann am Südhang, knapp oberhalb des Bachlaufes, bis es ca. 350 m unterhalb des Gehöftes Thalbauer den Bachlauf quert. Danach ist es über die beiden Einsattelungen (ca. 800 m ü. A.) unmittelbar nördlich und nordöstlich Gehöft Thalbauer bis in den Taleinschnitt bei dem Gehöft Untersteinriegl verfolgbar. Ab dieser Stelle spaltet sich das Band aus Lunzer Sandstein in zwei Teilbänder auf, die parallel über den Sattel nordöstlich des Gehöftes Obersteinriegel in das Lugerbach Tal streichen.

Im Hangenden wird der Lunzer Sandstein von typisch ausgebildeten Opponitzer Schichten überlagert. Im Bereich Lohnsitz bis zum Gehöft Thalbauer treten im unteren Bereich der Opponitzer Schichten überwiegend Rauwacken und Bankdolomite auf, deren Mächtigkeit jedoch im Streichen von ca. 120 m (Lohnsitz) gegen Null (Thalbauer) abnimmt. Darüber folgt bräunlichgrau gefärbter, dolomitischer Opponitzer Bankkalk, der als markante Rippe (max. 70 m mächtig) von Lohnsitz über die Gehöfte Köck, Thalbauer und Unter- Obersteinriegel verfolgt werden kann. Eine Probe, die aus dem Opponitzer Kalk am Forstweg 120 m WNW Gehöft Obersteinriegl entnommen wurde, ist im Dünnschliff als Kotpillen führender Mikrit/Mudstone anzusprechen. Die bis zu 500 µm großen, teilweise intern strukturierten, elliptischen Kotpillen sind in Lagen im feinkörnigen Mikrit (~ 10 µm) angereichert. Im Handstück erscheint der Kalk teilweise feingeschichtet bis laminiert.

Im Hangenden wird der Opponitzer Kalk von geringmächtigen Rauwacken (max. 40 m mächtig) begleitet, die auf-

grund ihrer leichteren Erodierbarkeit morphologisch zurücktreten und in den Sätteln und Rinnen nördlich der Kalkrippe anstehen. Hier sind sie oft zu ockergelb gefärbten Lehmböden verwittert und nur in Lesesteinen anzutreffen. Die beschriebenen Schichtglieder der Opponitzer Schichten sind im Arbeitsgebiet nicht immer eindeutig voneinander zu trennen und lösen einander im Streichen ab oder sind tektonisch reduziert. Die Grenze von den Opponitzer Schichten zum überlagernden Hauptdolomit ist aufgrund der morphologisch zurücktretenden Rauwacke gut zu erkennen und auch lithologisch scharf ausgebildet.

Wie aus dem Streichen und mittelsteilen Einfallen der beschriebenen Gesteine der Lunz-Decke zu erkennen ist, bilden diese am Sonnberg eine flach gegen NE absinkende Synklinale.

Quartäre Bedeckung – Massenbewegungen

Wie zu erwarten war, zeichnen sich besonders jene Areale, in denen Lunzer Sandstein, Schrambach-Formation oder Losenstein-Formation anstehen, durch eine besonders hohe Dichte an Massenbewegungen aus. In den Flanken des Rückens südlich Edtbauer sind zahlreiche muschelförmige Anrisse innerhalb der Losenstein-Formation angelegt. Diese gehören zu Gleitmassen, die in Erd-Schuttströme übergehen und sich am Hangfuß ausbreiten. Gleichartig ausgebildete Massenbewegungen sind innerhalb des tektonisch stark beanspruchten Lunzer Sandsteins an der Basis der Lunz-Decke zwischen dem Gehöften Thalbauer und Untersteinriegel und oberhalb Lugerreith anzutreffen.

Die hohe oberflächennahe Auflockerung und die wasserstauenden Eigenschaften der genannten Gesteine (Mergel-, Tonsteinlagen) begünstigen die Ausbildung flachgründiger Rutschungen und führen zur Anlage zahlreicher Erosionsrinnen mit hohem Potenzial für Murenabgänge.

Auch entlang der Bewegungsbahn zwischen der invers liegenden Obertrias-Schuppe und den unterlagernden Gesteinen des Oberjura und der Unterkreide im Bereich der unteren Talflanke des Kleingschnaidtbach-Tales sind mehrere Massenbewegungen angelegt. Südlich des Gehöftes Sulz bewegt sich eine Mischung aus entfestigter Schrambach-Formation und auflagernden Mikritooidkalk-Blöcken in Form eines Schuttstromes zu Tal. Der am Güterweg vom Gehöft Thalbauer zum Schwaigberg wandbildend aufgeschlossene Mikritooidkalk ist an mehreren Zerrspalten zerlegt. Die abgetrennten Blöcke gleiten auf den unterlagernden Mergeln der Schrambach-Formation ab oder kippen heraus. Unterhalb der Felswand existiert eine größere Blockschutthalde, die auf vergangene Felssturzereignisse hinweist. Südwestlich Reith lösen sich größere Teile der Rhätiumkalke von der unterlagernden Schrambach-Formation oder haben sich bereits abgelöst. Die entstanden Schollen und Blöcke bewegen sich als Blockstrom talwärts. Im Hauptdolomit existieren mehrere breite Scherzonen, an denen das Gestein hoch beansprucht und aufgelockert worden ist. So sind nahe des Siedlungsgebietes im unteren Bereich des Kleingschnaidtbach-Tales mehrere kleinere Anrisse und Gleitmassen im Hauptdolomit angelegt.

Literatur

HENRICH, R. (2011): Unveröffentlichte Manuskriptkarte, Archiv der Geologischen Bundesanstalt (A 16930-RA/70/2011).

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentecktonik. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 103–207, Wien.

Bericht 2015 über mikrofazielle Analysen ausgewählter Jura-Profile der Frankenfels-Decke auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

KERSTIN HANSEN

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen der Neuaufnahme der Geologischen Karte Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs wurden sechs Profile jurassischer Ablagerungen aufgenommen und beprobt. Die Profile lagen am Mühlberg (Mü), einem kleinen Steinbruch am Hochramskogel (Hr) am Halsberg (Ha), an einer Forststraße zum Halsberg (HaC), an der Straße nahe des Hanslbauers (Hb) und an der Weißmauer (W). Die Profilaufnahme erfolgte im Maßstab 1:50 (1 cm = 0,5 m). Es wurden dabei 89 orientierte und verzeichnete Proben genommen.

Die Proben wurden aufgesägt und mit 120er und 360er Körnung (bzw. 35 µm Diamantscheibe) geschliffen. Von allen Stücken wurden Acetatfolienabzüge (Peels) gemacht und eingescannt. Von 60 Gesteinsproben wurden zusätzlich Dünnschliffe erstellt. Die weitere Analyse erfolgte unter dem Durchlichtmikroskop bei 7- bis 90-facher Vergrößerung. Die Klassifikation erfolgte nach DUNHAM (1962) und EMBRY & KLOVAN (1972), es wurden Matrix und enthaltene Komponenten sowie deren halbquantitative, geschätzte Häufigkeit beschrieben. Anhand von biostratigrafisch nutzbaren Fossilgruppen (Globigerinen ab dem Mitteljura, *Saccocoma* ab Kimmeridgium und Calpionellen ab dem Oberjura) wurden die aufgenommenen Profilabschnitte stratigrafisch eingestuft. Anhand von Stratigrafie, lithologischer Ausprägung, Mikrofazies und der relativen Lage der einzelnen Profilabschnitte zueinander sowie Literaturvergleichen wurden die Profilabschnitte Formationen zugeordnet.

Innerhalb der aufgenommenen Profile konnten folgende Formationen erkannt werden: Allgäu Schichten (Hr und Hb), Hierlatzkalk (Hb), Vilser Kalk (Hb), Mikritooidkalk (W), Reitmauerkalk (Hr), Steinmühlkalk, teilweise als Tithonflaserkalk eingeordnet (Mü, Hr, Ha, Hb und W), Mühlbergkalk (Mü und Ha) und Oberalm-Formation (HaC, Hb und W).

Diese enthielten folgende Mikrofaziestypen mit teilweise mehreren Subtypen: In der Allgäu-Formation traten in Graufazies Spicult-Packstones (MF5) und in Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reicher Rotfazies Crinoiden-Bruchschill-Packstones (MF28) auf. Der Hierlatzkalk enthielt die Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF26 und MF28). Der Vilser Kalk führte ebenfalls die Echinodermen- und Filament/Bruch-

schill-reiche Rotfazies (MF27). Der Mikritooidkalk enthielt die Onkoid-Fazies (MF23). Im Reitmauerkalk konnte eine Peloid-reiche Rotfazies (MF25) erkannt werden. Der Steinmühlkalk, teilweise als Tithonflaserkalk eingeordnet, war durch viele verschiedene Faziestypen gekennzeichnet. Er enthielt eine Radiolarien-reiche Rotfazies (MF6, MF7 und MF8), eine Radiolarien-, Foraminiferen- und Filament-reiche Rotfazies (MF9, MF10 und MF11), eine Calpionellen-und Radiolarien-reiche Rotfazies (MF12 und MF13), eine Calpionellen- und Foraminiferen-reiche Rotfazies (MF15), eine *Saccocoma*-, Calpionellen- und Filament-reiche Rotfazies (MF16 und MF17), eine *Saccocoma*- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF18 und MF19), eine Filament-reiche Rotfazies (MF22), eine Peloid-reiche Rotfazies (MF24 und MF25) und eine Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF29). Der Mühlbergkalk zeigte eine *Saccocoma*- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF20 und MF21), eine Peloid-reiche Rotfazies (MF25) und eine Echinodermen- und Filament/Bruchschill-reiche Rotfazies (MF27 und MF28). Die Oberalm-Formation enthielt eine Radiolarien-reiche Graufazies (MF1, MF2, MF3 und MF4), eine Radiolarien-reiche Rotfazies (MF7), eine Radiolarien-, Foraminiferen- und Filament-reiche Rotfazies (MF11) und eine Calpionellen- und Foraminiferen-reiche Rotfazies (MF14 und MF15).

Stratigrafisch konnten die in den Profilen aufgenommenen Formationen folgenden Alter zugeordnet werden: Die Allgäu-Formation in den Profilen Hr und Hb ist in den Bereich Unterjura–Mitteljura zu stellen, eine genauere Einstufung war, mangels biostratigrafischer Anhaltspunkte, nicht möglich. Der Hierlatzkalk im Profil Hb ist, anhand von Vergleichsliteratur, dem Unterjura zuzuordnen. Der Vilser Kalk, ebenfalls im Profil Hb, ist in den Mitteljura zu stellen. Auch der Reitmauerkalk des Profils Hr ist dem Mitteljura (Bathonium/Callovium) zuzuordnen. Der Mikritooidkalk im Profil W enthält Protoglobigerinen, in der Literatur wird er dem Oxfordium des Oberjura zugeordnet. Die Steinmühlkalke der Profile Hb und teilweise Mü, Ha und W sind aufgrund ihres *Saccocoma*-Gehalts in das Kimmeridgium des Oberjura zu stellen. In den Profilen Mü, Hr, Ha und W sind auch Calpionellen-führende „Steinmühlkalke“ zu finden. Da diese damit tithonisches Alter aufweisen, sind sie als Tithonflaserkalk eingeordnet worden. Der Mühlbergkalk der Profile Mü und Ha enthält Überreste der Schwebcrinoide *Saccocoma* und ist damit in das Kimmeridgium zu stellen. Die Oberalm-Formation in den Profilen Hb und W führen Calpionellen und sind dem Tithonium zuzuordnen. Im Profil Hb ist allerdings ein lediglich *Saccocoma* führender Abschnitt der Oberalm-Formation aufgeschlossen, möglicherweise ist dieser noch dem Kimmeridgium zuzuordnen.

Literatur

DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: HAM, W.E.: Classification of carbonate rocks. – Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, **1**, 108–121, Tulsa.

EMBRY, A.F. & KLOVAN, E.J. (1972): Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. – Geologische Rundschau, **61**/2, 672–686, Stuttgart.

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs

WOLFGANG PAVLIK

Im Berichtsjahr wurde der Oisberg und der Hangfuß des Königsberges in der südlichen Lunz-Decke kartiert.

Der Südostrand des UTM-Blattes wird am Hangfuß des Königsberges, im Bereich Raingrub–Brandstatt, von grauen, bräunlich verwitternden Quarzsandsteinen, Arkosen und Feldspat-Grauwacken, vereinzelt mit Pflanzenhäckseln, der Lunz-Formation, aufgebaut. Vom Königsberg reichen diverse Kriech- und Gleitmassen noch bis auf den südlichen Blattrand, z.B. südlich Grub und westlich Brandstatt.

Der Höhenzug nördlich Thomasberg, mit Grenzberg–Steger Kogel–Dörrkogel, wird von der wenige hundert Meter mächtigen Opponitz-Formation aufgebaut. Diese setzt sich zusammen aus einer sich mehrmals, mindestens 5 x wiederholenden Abfolge von:

a) wenigen Metern bis Zehnermetern mächtigen schwarzen Tonsteinen, Tonmergeln und Mergeln,

b) mehrere Meter bis Zehnermeter mächtige gelbliche bis bräunliche Rauwacken,

c) mehrere Zehnermeter mächtige graue, gelblich verwitternde Dolomite und Kalke und

d) geringmächtigen grauen, bräunlich verwitternden Mergeln.

Der Oisberg ist eine intensiv gefaltete und zerscherte, im Süden überkippte Synklinale. Die Basis des Oisberges bildet ein grauer, gut gebankter, feinschichtiger, mehrere hundert Meter mächtiger Hauptdolomit. Im hangenden Hauptdolomit sind mehrere bis zu 1,5 m mächtige Kalkbänke zwischengeschaltet. Da sich diese Hangendentwicklung morphologisch nicht flächendeckend abtrennen lässt und überwiegend dolomitisch entwickelt ist, wird sie dem Hauptdolomit zugeschlagen. Im Hangenden des Hauptdolomites folgt der Plattenkalk, ein wenige Zehnermeter mächtiger, graubrauner, ebenflächiger, feinkörniger Kalk bis dolomitischer Kalk mit Ooiden und Algenlaminiten. Mit einer Schichtlücke setzen die Klauskalke (Mitteljura) mit einem wenige Millimeter, an manchen Stellen bis zu 5 cm mächtigen Manganhorizont ein. Vereinzelt treten weitere Manganlagen, teilweise mit zentimetergroßen Manganknollen im Liegenden des Klauskalkes, ungefähr 1,5 m und 2,5 m über der Basis auf. Die Klauskalke sind rotbraune, hellrötliche, filamentreiche, Ammoniten führende Flaser- bis Knollenkalke, vereinzelt auch massige Rotkalke. Über den Klauskalken folgen dünnbankige rötliche bis graugrüne, im Hangenden tonreiche, bis zu 30 m mächtige Radiolarite bis Kieselkalke, die dem Ruhpoldinger Radiolarit entsprechen. Die Schichtfolge wird mit bis zu 15 m mächtigen, rötlichen Mergel der bunten Aptychenschichten fortgesetzt. Hierauf folgen bis zu 25 m mächtige hellgraubraune bis grünlichgraue flaserige Mergel sowie eine ungefähr 100–150 m mächtige Abfolge heller, beiger bis weißlicher, vereinzelt verkieselter, im dm-Bereich gebankter Kalke, Kalkmergel bis mergeliger Kalke, mit dünnen (mm–cm)

Tonmergel- bis Mergellagen der Schrambach-Formation. Im Hangenden der Schrambach-Formation schalten sich mehrere Dezimeter mächtige, grünlichgraue siltige Mergel ein. Ebenso grünlichgraue bis graue sandige, ungefähr 70 m mächtige Mergel der Roßfeld-Formation schließen die Schichtfolge ab.

Das Ybbstal wird von breiten Flußablagerungen eingenommen, die am Talrand von geringmächtigen Schottern, Kiesen und Sanden der Niederterrasse (Oberöd, Grießau, Obersteg, Lettenwag, Fahrnlehen, Oberhofstatt, Oberkirchen, Hollenstein, Bahnhof Großhollenstein, Doberau, Saimannslehen und Krenngraben) begleitet werden. Mit bis zu 25° talwärts fallende Eisrandablagerungen mit typischen Deltaschüttungen (sandiger Schotter, grobe sandige Kiese und Sande) sowie wenige Dezimeter bis Meter mächtige Schluffe bilden die bis zu zehn Meter über dem Niveau der Niederterrasse aufragenden Terrassen von Untersteg, Oberkirchen sowie westlich Hollenstein. Östlich Hollenstein erreichen die Eisrandablagerungen ungefähr 25 m Mächtigkeit.

Rißmoränen lassen sich südöstlich Untersteg (500–520 m), an der Forststraße Brandstatt–Dörrkogel (670–680 m), nördlich Oberhofstatt (470–500 m), südlich Oberkirchen (460–540 m), nördlich Bahnhof Großhollenstein (480–500 m) und südlich Schmalegg (640–700 m) auskartieren. Kleinere Vorkommen liegen westlich Stegerkogel (620–640 m), im Dörrgraben (540–560 m), südwestlich Dörrkogel (710 m), westlich Oberöd (520 m) und nordöstlich Strandbad Hollenstein (480–500 m). Das Alter der Moränen ostsüdöstlich Wildensee, zwischen 960 und 1.000 m sowie südwestlich Schneekogel in 1.060 bis 1.080 m, ist noch nicht gesichert.

Mehrere tiefgründige Hangdeformationen prägen die Oisberg-Mulde: nördlich Rotmauer sowie westlich und östlich Almbauer. Nördlich Rotmauer liegt unterhalb 1.240 m eine tiefgründige Gleitmasse mit einer West–Ost-Erstreckung von 390 m, welche die Schrambach-Formation und Roßfeld-Formation erfasst. Der Fuß der Gleitmasse, bei ungefähr 1.100 m, ist sehr stark aufgelockert, was sich in einer engscharigen Zerlegung und offenen Klüften dokumentiert. Westlich Bauernboden ist ebenfalls eine tiefgründige Sackung in der Schrambach-Formation ausgebildet, randlich werden noch Plattenkalke erfasst. Die Abrisskante setzt knapp unterhalb Karl bei 1.230 m an, die Gleitmasse reicht bis zum Krenngraben hinab. Oberhalb Almbauer setzt bei 1.130 m eine weitere Sackung an und erfasst Plattenkalk, Klauskalk, Ruhpoldinger Radiolarit und Schrambach-Formation. Die Plattenkalke, Klauskalke und Ruhpoldinger Radiolarite westlich Almbauer wurden bisher als Antiklinale gedeutet. Die unvollständigen Schichtfolgen und die oberflächlich erkennbare sehr starke Zerlegung zu Blockwerksfeldern belegen eindeutig, dass es sich hierbei um Teile einer Sackungsmasse handelt. Eine weitere Sackung, mit einer Abrisskante unterhalb 700 m, erfasst den Hauptdolomit am Hangfuß des Oisberges gegenüber Doberau.

Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

Stjepan Ćorić

Der Schwerpunkt der geologischen Aufnahmen auf Blatt UTM Leibnitz in den Jahren 2014 und 2015 lag zwischen Aflenz an der Sulm und Seggauberg im Osten, sowie im Bereich von Unterfahrenbach über Großklein bis St. Johann im Saggautal. Das Gebiet zwischen Saggau, Radigaberg und Untergoldes wurde ebenfalls aufgenommen. Die Kartierung der „tertiären“ und quartären Ablagerungen schließt an die vorhandene Kartierung von Stingl (2009, 2016) an.

„Eibiswalder Schichten“ (Karpatium? bis unteres Badenium?): Im westlichen Teil des aufgenommenen Gebietes, nordwestlich Saggau, zwischen Radigaberg und Untergoldes, konnten die Sedimente der „Eibiswalder Schichten“ kartiert werden. Es handelt sich hauptsächlich um graue und braune, sehr glimmerreiche Sande, Silte und Tone mit Kieseinschaltungen. Mehrere Meter mächtige Kiesablagerungen kommen auf dem Geländerücken auf dem Radigaberg und östlich Birkkogel vor. Die Kieskomponenten sind meistens mäßig bis gut gerundet, durchschnittlich 3–5 cm groß und liegen in einer mittel bis grobsandigen Matrix vor. Es handelt sich überwiegend um Quarz-, Quarzit-, Kristallin- und Kalkstein-Komponenten. Im Bereich Untergoldes und Gschmeidleregg kommen intensiv bioturbierte, graue Pelite mit verkohlten Pflanzenresten vor. Alle Proben auf kalkiges Nannoplankton aus „Eibiswalder Schichten“ erwiesen sich als steril. Eine pelitische Probe aus den „Eibiswalder Schichten“, die auf ihre gesamtmineralogische Zusammensetzung analysiert wurde, weist mit 25 Gew. % Karbonat hohe Werte an Calcit und Dolomit (persönliche Mitteilung I. Wimmer-Frey, GBA) aus. Quarz ist mit knapp 15 Gew. % und die Feldspäte mit rund 10 Gew. % vertreten. Die Schichtsilikatanteile mit rund 50 Gew. % sind stark detritär geprägt: Muskovit und Chlorit sind jeweils mit etwa 20 Gew. % vertreten, Kaolinit und der quellfähige Anteil von Smektit und Vermiculit sind stark untergeordnet.

Rötliche Mergel und Konglomerate (Radl-Formation?) (Karpatium?): Auf dem Frauenberg bei Leibnitz, beim Ernhofjaga und bei Unterfahrenbach konnten rötliche Tone, Sande, Kiese und Konglomerate auskartiert werden. Petrografisch sind die Kiese und Konglomerate aus kristallinen Geröllen zusammengesetzt (Schiefer, Marmore, Quarz, Quarzit), wobei die Komponenten einige Zentimeter groß sind. Im Hangenden treten auch graue Tonmergel auf. Alle Proben, die auf kalkiges Nannoplankton analysiert wurden, erwiesen sich als steril.

Es handelt sich um grundgebirgsnahe Ablagerungen, die durch aufgearbeitete Verwitterungshorizonte des unterlagernden Kristallins rotgefärbt sind. Diese Ablagerungen entsprechen wahrscheinlich der Radl-Formation, eine genaue chronostratigrafische Einstufung steht jedoch noch aus.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: 156

Autor(en)/Author(s): Bryda Gerhard

Artikel/Article: Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Bereich Kleingschnaidt nördlich Gaflenz auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs 336-340