

Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelstein bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum)

Von Christian ZIER
Mit 4 Abbildungen im Text
Eingelangt am 9. März 1981

Zusammenfassung

Conodontenuntersuchungen ergaben, daß der Hochlantschkalk mindestens bis ins do II/III reicht, wobei noch lokale Riffbildungen mit stockbildenden Rugosa, Tabulata und Crinoiden auftreten. Im Hangenden des Hochlantschkalk wurde in sedimentärem Verband Karbon nachgewiesen. Das „Mixnitzer Karbon“ liegt in dreifacher, tektonisch bedingter Schichtwiederholung vor. Es umfaßt nach Conodonten Tournai, Visé, Namur A und Namur B. Über Fehlen oder Vorhandensein von Schichtlücken kann zur Zeit noch keine Aussage gemacht werden.

1. Einleitung und Problemstellung

Während Oberdevon und Karbon in der Rannachfazies seit langem nachgewiesen sind, gab es diesbezüglich in der Hochlantschfazies nur Vermutungen, FLÜGEL 1975 (cum lit.). GOLLNER 1979 (mündl. Mitt.) brachte den Nachweis von Oberdevon mit Conodonten aus dem von CLAR 1929 als Quadrigeminumbänke ausgedehnten Areal.

2. Zum Oberdevon aus dem Hochlantschkalk

Im Hangenteil der Hochlantschfazies beginnt die Schichtfolge südlich der Roten Wand und des Röthelsteins mit mitteldevonischen Riffkalken der oberen Calceolaschichten, die mit 60° nach NW einfallen. Darüber folgt der überwiegend massige Hochlantschkalk. Nördlich der Roten Wand ist undeutlich eine Schichtung (im 10-m-Bereich) zu beobachten (70°/NW Einfallen). Die Maximalmächtigkeit des Hochlantschkalkes dürfte in diesem Gebiet etwa 800 m ohne Berücksichtigung eventueller tektonischer Komplikationen betragen.

Die conodontenführenden Oberdevonproben entstammen zwei Bereichen:

a) 150 m nördlich des Röthelstein-Gipfels (Abb. 1) konnte mit

Ancyrodella nodosa ULRICH & BASSLER 1926

Polygnathus webbi STAUFER 1938

Palmatolepis delicatula BRANSON & MEHL 1934

Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL 1934

I. alternatus BRANSON & MEHL 1934

do I γ - δ nachgewiesen werden. Lithologisch handelt es sich um massige, hellgraue, rekristallisierte Mikrite bis Mikrosparite. Der säureunlösliche Rückstand besteht nur aus auffallend vielen authigenen Quarzen und Conodonten (45 Exemplare pro 2 kg Gestein).

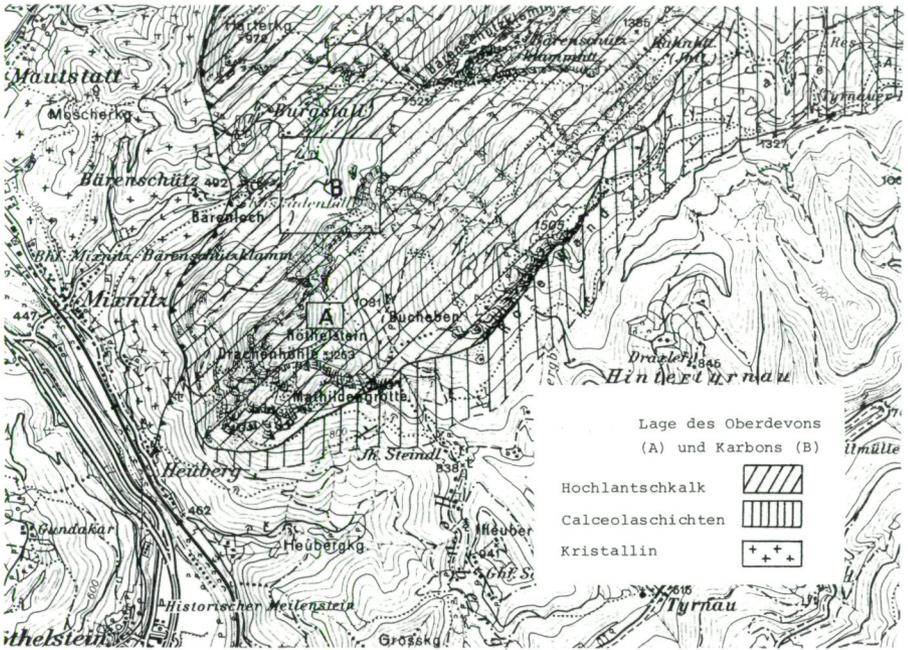


Abb. 1: Lage des Oberdevon (A) und Karbons (B) (Maßstab 1 : 50.000).

b) Den Nordabstürzen der Roten Wand vorgelagert ist ein 100 m hoher, freistehender Felsturm („Nadelspitz“). Auf dessen Gipfel wurde in fossilführendem Hochlantschkalk (stockbildende Rugosa, Crinoiden, Tabulata) mit

Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926

do II/III nachgewiesen. Die geringe Conodontenföhrung (4 bestimmbare Exemplare pro 4–5 kg Gestein) dürfte faziell bedingt sein (Riffkalk). Auffallend ist das Auftreten von stockbildenden Rugosa (non *Hexagonaria*) in dieser hohen stratigraphischen Position. Ihre Erhaltung ist durch Rekristallisation und Schieferung leider schlecht.

3. Karbon

3.1. Lage und Stratigraphie

Das Karbon findet sich am FuÙe der Nordabstürze der Roten Wand und des Rötchelsteins östlich von Mixnitz (Abb. 2). Es ist durch ein NE streichendes Störungsbündel in drei Schichtwiederholungen zerlegt, die in 4 Profilen beschrieben werden (Abb. 4). In den Profilen 1 und 2 ist ein sedimentärer Kontakt mit dem Hochlantschkalk gegeben.

Das in den Profilen 3 und 4 beschriebene Karbon wird im NW durch eine Störung begrenzt. Es könnte sich aufgrund des SE Fallens dieser Fläche (ersichtlich aus dem Schnitt mit den Höhenschichtlinien) um eine Überschiebung handeln. Zwischen dieser Störung und dem Mixnitzbach treten Tonschiefer, Lydite, Sandsteine und Vulkanite auf, die durch lithologische Vergleiche zur Laufnitzdorffolge (FLÜGEL 1975) gerechnet werden.

E-W-streichende Störungen versetzen Hochlantschkalk und Karbonkalk im 10 m-Bereich. Die Hochlantsch- und Karbonkalke unterscheiden sich im Gelände nur durch Farbänderung. Ob diese zu der Grenze Devon–Karbon erfolgt, ist zur Zeit noch ungeklärt.

Profil 1 befindet sich im untersten Teil der Roten Wand (Nordwand) (Abb. 4). Über dem hellgrauen massigen Hochlantschkalk folgen nach NW massige rötliche Kalke des Karbon. Der Übergang ist unscharf und nimmt einen Bereich von einigen m ein. In den rötlichen Kalken wurde ca. 45 m über dem Wandfuß mit

Gnathodus typicus COOPER 1934

G. antetexanus REXROAD & SCOTT 1964

Bactrognathodus sp. BRANSON & MEHL 1941

Tournai – unteres Visé (*Scaliognathus anchoralis*-Zone – *G. typicus*-Zone) festgestellt. Am Wandfuß treten Cephalopoden führende Kalke auf, die mit

G. commutatus monodosus BISCHOFF 1957

ins obere Visé – Namur A (*G. c. nodosus*-Zone – *G. bil. hollandensis*-Zone) eingestuft wurden. Die Lagerung der massigen Kalke konnte durch geopetale Füllungen in zahlreichen dünnchaligen Cephalopodenresten mit ca. 100/90 (280/90) bestimmt werden.

Die folgenden Profile 2, 3 und 4 liegen invers (Abb. 3). Profil 2 verläuft vom Einschnitt zwischen Nadelspitz und Roter Wand über dessen Gipfel bis zu seinem NW Fußpunkt. Der Nadelspitz dürfte durch eine Störung und/oder Bergzerreißung mit anschließendem Abrutschen des Turmes von der dahinter stehenden Wand abgetrennt worden sein.

Am SE Fußpunkt wurde in rötlich-grauen massigen Kalken mit

Gnathodus antetexanus REXROAD & SCOTT 1964

G. typicus COOPER 1939

G. bilineatus bilineatus ROUNDY 1926

unteres Visé (*Gnathodus typicus*-Zone) festgestellt.

Verfolgt man das Profil weiter nach NW (ins stratigraphisch Hangende), so gelangt man in der S-Wand in einen Bereich, in dem bis m-große Hornsteinknollen in massigen rötlichen Kalken auftreten. Hier konnte an mehreren Stellen mit

Gnathodus bilineatus bilineatus ROUNDY 1926

G. commutatus nodosus BISCHOFF 1957

G. c. monodosus RHODES, AUSTIN & DRUCE 1969

G. c. commutatus BRANSON & MEHL 1941

Neoprioniodus sp. RHODES & MÜLLER 1956

oberes Visé (*Gnathodus commutatus nodosus*-Zone)–Namur A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) nachgewiesen werden. Von hier bis zum NW Fußpunkt des Nadelspitz ist eine undeutliche Bankung im m-Bereich zu erkennen (100/70–80). In den Bänken am NW Fußpunkt wurde mit

Gnathodus bilineatus bilineatus ROUNDY 1926

G. commutatus nodosus BISCHOFF 1957

G. c. monodosus RHODES, AUSTIN & DRUCE 1969

G. glaber WIRTH 1967

oberes Visé (*Gnathodus commutatus nodosus*-Zone) – Namur B (*Declinognathodus noduliferus*-Zone) belegt. Es handelt sich um die stratigraphisch höchsten Bänke des Profils. Profil 2 hat eine Mächtigkeit von 85–90 m.

Die Profile 3 und 4 unterscheiden sich lithologisch durch besser ausgebildete Schichtung und die Färbung von 1 und 2. Unter dem NW Fußpunkt des Nadelspitz befindet sich eine ca. 20 m breite schuttbedeckte Terrasse. Profil 3 erstreckt sich vom hier ansetzenden Steilabbruch nach NW bis zum Forstweg Weizen-

thaler-Bärenschützklamm. An der Oberkante des Steilabbruches wurde in hellgrauen Kalken mit

Scaliognathus anchoralis BRANSON & MEHL 1941d

Gnathodus antetexanus REXROAD & SCOTT 1964

G. typicus COOPER 1939

Pseudopolygnathus nudus PIERCE & LANGENHEIM 1974

Hindeodella segaformis BISCHOFF 1957

höheres Tournai (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) festgestellt. Wenige m weiter nordwestlich werden die Kalke intensiv gelbbraun. Hier treten 2 um 20 cm mächtige, rötliche, im cm-Bereich geschichtete Hornsteinlagen auf. Dieser Abschnitt wurde mit

Gnathodus bilineatus bilineatus ROUNDY 1926

G. Commutatus commutatus BRANSON & MEHL 1941

G. c. multinodosus HIGGINS 1962

in das obere Visé (*Gnathodus commutatus nodosus*-Zone) – Namur A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) eingestuft. Das Profil endet in der Böschung des Forstweges mit dunkelgrauen, massigen Kalken, die keine Conodonten lieferten. Es handelt sich wahrscheinlich um die streichende Fortsetzung der Hangendkalke von Profil 4, die dort ins Namur B gestellt wurden (s. u.). Profil 3 hat eine Mächtigkeit von 100–105 m.

Profil 4 beginnt ca. 100 m südwestlich des Endpunktes von Profil 3 in der Böschung des Forstweges und endet in der kleinen Felswand unter der Kurve 650 m (Abb. 4). Es stellt die streichende Fortsetzung von Profil 3 dar. In der Böschung stehen intensiv gelbbraune, dm- bis m-gebankte Kalke mit zwei jeweils 20 cm mächtigen Hornsteinlagen an. An den Schichtflächen treten mm-dünne rote Schieferlagen auf. Dieser Bereich wurde mit

Gnathodus bilineatus bilineatus ROUNDY 1926

G. commutatus commutatus BRANSON & MEHL 1941

ins obere Visé – Namur A (*Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone – *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) eingestuft. Das stratigraphisch Hangende der inversen Folge bilden in der Felswand unter der Kurve dunkelgraue, dm-gebankte bis massige Kalke, die 50° nach SW einfallen. Sie konnten mit

Declinognathodus noduliferus ELLISON & GRAVES 1941

D. lateralis HIGGINS & BOUCKAERT 1968

ins Namur B gestellt werden und stellen die stratigraphisch höchsten Bänke des Mixnitzer Karbons dar.

3.2. Conodontenstratigraphische Probleme

Der naheliegende Vergleich mit dem Karbon der Rannachfazies stößt durch die unterschiedlichen Reichweiten von *Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Gnathodus commutatus nodosus*, *G. c. monodosus* einerseits sowie das frühere Einsetzen von *G. glaber* andererseits auf Schwierigkeiten.

Im Karbon von Mixnitz tritt *Gnathodus bilineatus bilineatus* gemeinsam mit *G. antetexanus* und *G. typicus* auf. In der Rannachfazies ist dagegen nach EBNER 1977 die *typicus*- von der *bilineatus*-Zone durch die G.sp.A.-Zone getrennt, wobei EBNER hierfür möglicherweise an eine fazielle Ursache denkt. Im Mixnitzer Karbon scheint die G.sp.A.-Zone zu fehlen, nachdem hier *G. bilineatus bilineatus* bereits in der *G. typicus*-Zone auftritt. Dieses frühe Einsetzen von *G. bilineatus bilineatus* wird von BUCHROITHNER 1979 auch aus dem Karbon der Pyrenäen beschrieben.

Ein weiterer Unterschied zum Karbon der Rannachfazies ist das gemeinsame Auftreten von *G. glaber*, *G. bilineatus bilineatus*, *G. c. nodosus* und *G. c. monodosus*

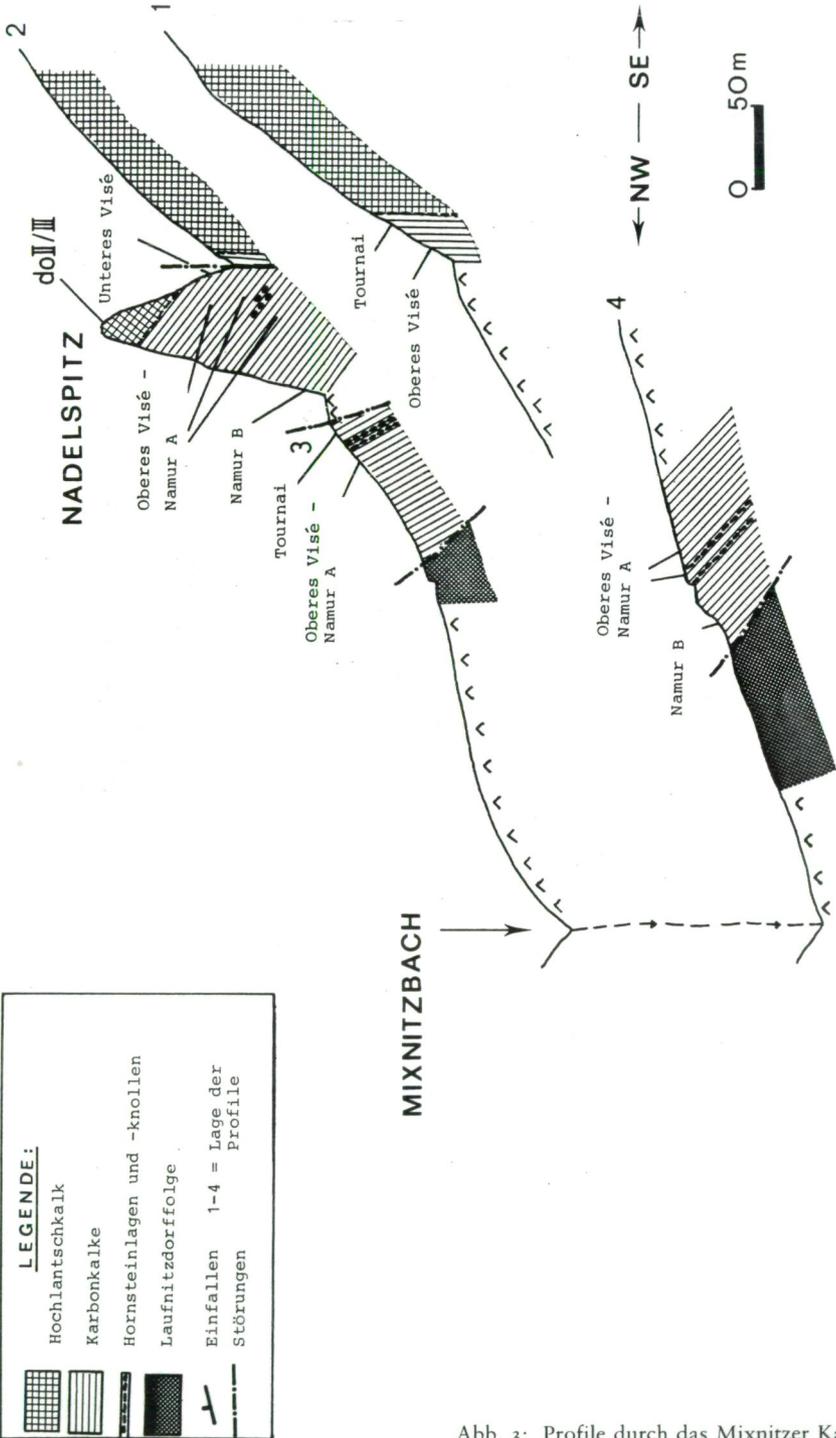


Abb. 3: Profile durch das Mixnitzer Karbon.

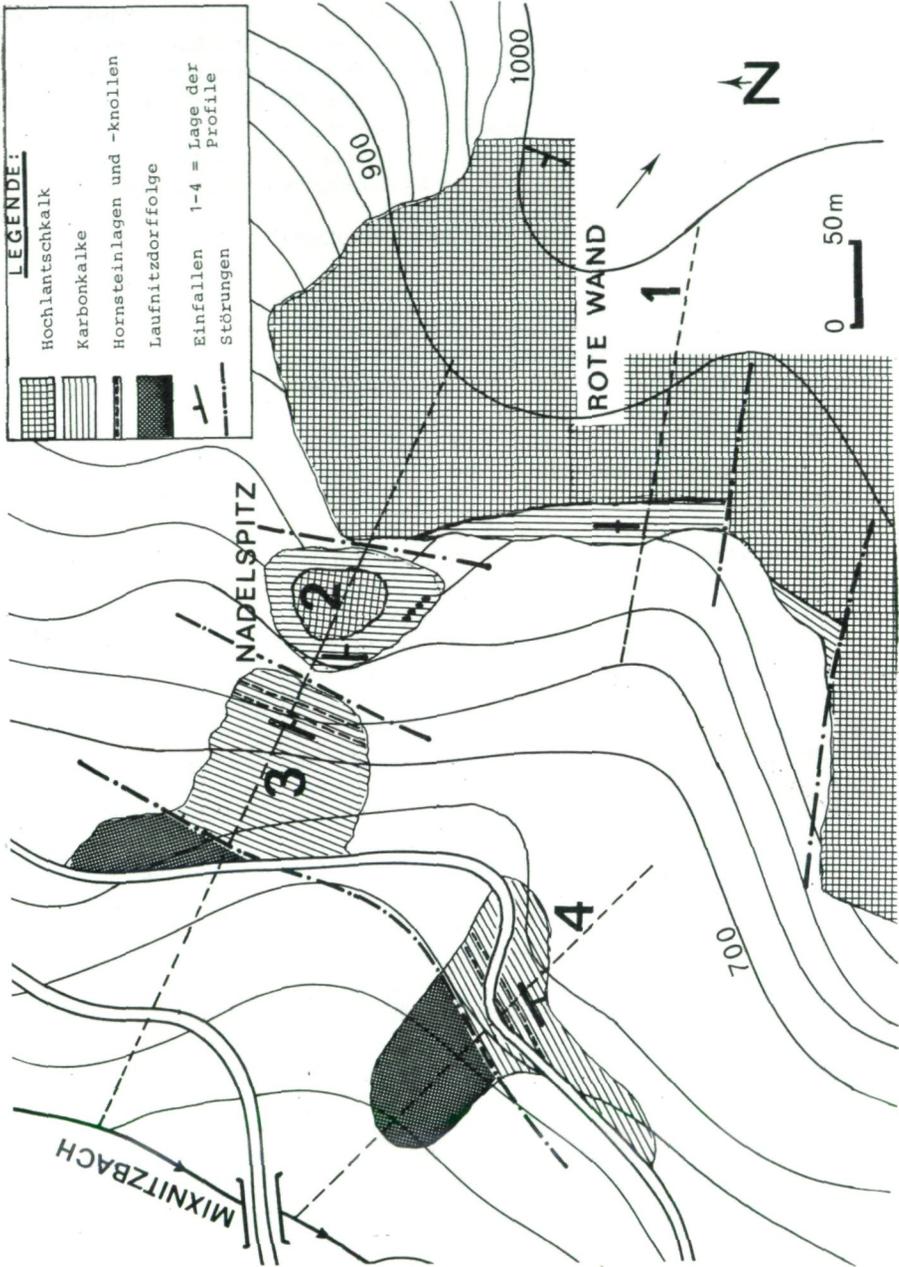


Abb. 4: Geologische Karte des Mixnitzer Karbon.

im Mixnitzer Karbon. *G. glaber* ist in der Rannachfazies auf das Namur B beschränkt (EBNER 1977), *G. c. nodosus*, *G. c. monodosus* und *G. bilineatus bilineatus* enden im Namur A (E₂). Ein Vergleich mit dem Karbon der Pyrenäen zeigt, daß auch dort *G. c. nodosus*, *G. c. monodosus* und *G. bilineatus bilineatus* bis ins Namur B (H₁) reichen und *G. glaber* bereits in der *G. c. nodosus*-Zone einsetzt.

Die Ursache dieser Unterschiede zwischen den beiden heute nur einige 1000 km voneinander getrennten Areale des Grazer Paläozoikums ist derzeit unbekannt.

3.3. Lithologie und Mikrofazies

Innerhalb der sich makroskopisch durch Färbung und teilweise durch Bankungstyp unterscheidenden Karbonkalke wurden drei MF-Typen festgestellt. Zwischen den Typen bestehen fließende Übergänge. Die beschriebenen MF-Typen stellen die Endglieder von Mischungsreihen dar. Es wurden die Klassifikationen von FOLK 1962 und DUNHAM 1962 verwendet. Über die chronostratigraphische Verteilung der MF-Typen gibt Abb. 1 Auskunft.

MF-Typ A: makroskopisch handelt es sich um gelbbraune, dichte, im dm-Bereich ebenflächig gebankte Kalke mit mm-dünnen, roten Tonhäuten auf den Schichtflächen. Die Radiolarien führenden Mikrosparite (FOLK 1962) bzw. Mudstones (DUNHAM 1962) führen als Grundmasse (85–90%) gelbbraunen, homogenen, rekristallisierten Mikrosparit. Sparit tritt nur in stärker rekristallisierten Flecken als neomorpher Sparit und als Sparit-Zement (granularer Zement und/oder Mosaikzement) in Intragranularporen der Biogene auf. An Komponenten treten um 0,3–1 mm große, runde bis ovale Querschnitte auf, die als calcifizierte Radiolarien gedeutet werden. Diese „schwimmen“ locker gepackt und unorientiert in der Grundmasse und machen 3–4% des Modalbestandes aus. Teilweise ist Quarz noch in den Schalenrändern vorhanden, meist aber durch Calcit ersetzt. Die Grenze zur Grundmasse ist unscharf. Oft sind nur rundliche Sparitflecken zu beobachten. Untergeordnet finden sich mm-große Schalenbioklaste.

Häufig treten Stylolithen mit braunen Tonbestägen auf. An authigenen Mineralen wurden 0,1–0,5 mm große authigene Quarze (korrodiert und oft durch Calcit ersetzt) sowie Kiesaggregate im 0,01–0,1-mm-Bereich beobachtet.

MF-Typ B: makroskopisch graubrauner, grobgebankter, massiger dichter Kalk. Die Biomikrosparite mit Radiolarien (FOLK 1962) bzw. Wackestones (DUNHAM 1962) unterscheiden sich von Typ A nur im Modalbestand durch das häufigere Auftreten von Radiolarien, die hier 10–15% ausmachen.

MF-Typ C: makroskopisch massige, fleischrote, Cephalopoden führende Kalke. Die Cephalopoden-Biomikrosparite (FOLK 1962) bzw. Floatstones (DUNHAM 1962) weisen eine Grundmasse aus rötlichem, homogenem Mikrit-Mikrosparit auf (65–70%). Als Komponenten treten Biomorpha und Bioklaste von Cephalopoden auf (25–30%). Sie sind 1–5 mm groß, meist evolut, dünnschalig (0,05–0,1 mm). Septen sind nur teilweise im Ansatz erkennbar. Die Schalenränder sind durch Rekristallisation unscharf. Das Komponentengefüge weist mud support bei im allgemeinen lockerer Packungsdichte auf. Punkt- und Suturekontakte (durch Drucklösung) sind vorhanden. Als Geopetalgefüge sind in den Cephalopodenschalen häufig fossile Wasserwaagen zu beobachten, die sich als Sparithauben über mikritischem Internsediment zeigen. An braunen Stylolithen sind Schalen oft fast völlig weg gelöst.

Hornsteine: Hornstein wird im allgemeinen als Sammelbegriff für dichte, aus nichtdetritischem SiO₂ bestehende Gesteine verwendet (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Es handelt sich um gelbe bis rote, cm-geschichtete bis 20 cm mächtige Lagen in den Kalken des höheren Visé.

Unter dem Mikroskop treten in einer komponentenfreien feinkörnigen Grundmasse (75% Quarz und 20% Calcit) im mm-Abstand dünne \pm ebenflächige Tonhäute auf (5%). Die Verkieselung ist entlang der Tonlagen am stärksten. In den weniger verkieselten Lagen ist ein offenes Restcalcitgefüge in einer feinverfilzten bis mikrogranularen Masse aus SiO_2 zu beobachten.

Das Auftreten von calcifizierten Radiolarien in den die Hornsteinbildungen beinhaltenden Kalken einerseits sowie die authigenen Quarz- und Hornsteinbildungen andererseits lassen eine Beziehung zwischen beiden Vorgängen vermuten.

3.4. Interpretation des Ablagerungsraumes und Vergleich mit der Rannachfazies

Die oberdevonen Hangendanteile des Hochlantschkalkes werden wegen ihrer Korallenvorkommen und dem Auftreten von Stromatolithen als Flachwasserraum gedeutet. Neue Oberdevonfunde aus verschiedenen anderen Bereichen der Hochlantschfazies werden zu einer Revision der bisherigen Vorstellungen über die Faziesentwicklung im Oberdevon führen. An der Wende zum Unterkarbon kommt es, nachweislich ab dem höheren Tournai, zu einem Fazieswechsel in eine pelagische, reichlich conodontenführende Entwicklung. Das Problem eventuell vorhandener Schichtlücken ist zur Zeit wegen der schlechten Conodontenführung im Oberdevon und zu geringer Probendichte ungelöst. Lithologische und fazielle Ähnlichkeiten bestehen zwischen dem Mixnitzer Karbon und den oberen Sanzenkogelschichten (Abschnitt B und C des Profils Steinbruch Gratwein-Au). Auffallend ist wie dort das Auftreten von Verkieselungen im oberen Visé. Einschneidende Unterschiede bestehen ab der Wende zum Oberkarbon. Während die Folge der Dult als Flachwasserentwicklung gedeutet wird, reicht im Mixnitzer Karbon die pelagische Entwicklung unverändert ins Namur B.

Dank

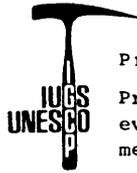
Für Hinweise, Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskripts danke ich Herrn Prof. Dr. H. W. FLÜGEL. Weiters danke ich Herrn Doz. Dr. H.-L. HOLZER für Anregungen und Korrekturen, Herrn F. HAFNER für die Unterstützung bei der Conodontenbestimmung und Herrn H. GOLLNER für die Hilfe bei der Probennahme in den Steilwänden.

Literatur

- BUCHROITHNER M. 1979. Die Conodontenchronologie im Karbon der Pyrenäen. – Mitt. österr. geol. Ges., 70: 75–118.
- CLAR E., CLOSS A. & HERITSCH F. etc. 1929. Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. – Mitt. naturw. Ver. Steiermark, 64/65: 3–28.
- DUNHAM R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1: 108–121.
- EBNER F. 1977. Die Gliederung des Grazer Karbons mit Conodonten. – Jahrb. Geol. B.-A., 120: 449–493.
- Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich. – Mitt. österr. geol. Ges., 69: 163–196.
- FLÜGEL H. 1975. Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH 1: 288 S.
- FLÜGEL H. & ZIEGLER E. 1975. Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 7: 25–60.
- FOLK R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1: 62–64.
- FÜCHTBAUER H. & MÜLLER G. 1977. Sedimente und Sedimentgesteine. In: Sedimentpetrologie 2, Schweizerbart, Stuttgart.

- HERITSCH F. 1943. Das Paläozoikum. – Bd. von F. HERITSCH und O. KÜHN. Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. – 681 S., Berlin.
- LANE H. R., SANDBERG C. A. & ZIEGLER W. 1980. Taxonomy and Phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. – *Geologica et Palaeontologica*, 14: 117–164.
- WIRTH M. 1967. Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 127: 179–224.

Anschrift des Verfassers: Christian ZIER, Institut für Geologie und Paläontologie, Heinrichstraße 26, 8010 Graz, Österreich.



Project

Prevariscic and variscic
events of the alpine
mediterranean mountain belts