



Mikrofazies, Conodontenstratigraphie und Isotopengeochemie des Frasn/Famenne-Grenzprofils Wolayer Gletscher (Karnische Alpen)

Von MICHAEL. M. JOACHIMSKI, WERNER BUGGISCH & TANJA ANDERS*)

Mit 6 Abbildungen und 1 Tafel

Österreich
Karnische Alpen
Devon
Frasne
Famenne
Conodonten
Stratigraphie
Mikrofazies
Isotopengeochemie

Inhalt

Zusammenfassung	183
Abstract	183
1. Einleitung	184
2. Untersuchungsmethoden	184
3. Untersuchte Profile	185
3.1. Karnische Alpen	185
3.1.1. Conodonten	185
3.1.2. Mikrofazielle Ausbildung	185
3.1.3. Kohlenstoffisotopenwerte	187
3.2. Harz	187
3.3. Rheinisches Schiefergebirge und Thüringen	188
4. Interpretation der Kohlenstoffisotopentrends	189
5. Bedeutung des Profils Wolayer Gletscher für die Frasn/Famenne-Problematik	190
Dank	191
Literatur	194

Zusammenfassung

Im Frasn/Famenne-Grenzprofil Wolayer Gletscher (Karnische Alpen) können ebenso wie in Grenzprofilen aus dem Harz und dem Rheinischen Schiefergebirge zwei positive $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursionen nachgewiesen werden, welche im Harz und Rheinischen Schiefergebirge mit den Kellwasserhorizonten korrelierbar sind. Im Profil Wolayer Gletscher wird der Untere Kellwasserhorizont von schwarzen Schiefen vertreten, an der Frasn/Famenne-Grenze sind keine anoxischen Sedimente entwickelt. Die in diesem Bereich ausgebildete positive $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursion belegt, daß die beobachteten Kohlenstoffisotopenmuster auf Änderungen im $\delta^{13}\text{C}$ des marinen Kohlenstoffreservoirs zurückgehen. Die positiven Exkursionen sprechen gegen einen Impact als möglichen Auslöser des Massensterbens. Klimatische und ozeanographische Veränderungen in den niedrigen und mittleren Breiten während des höheren Frasn werden als Auslöser des Bioevents angesehen.

Microfacies, Conodont Stratigraphy and Isotope Geochemistry of the Frasnian/Famennian Boundary Section "Wolayer Gletscher" (Carnic Alps)

Abstract

Two positive carbon isotope excursion are recognized in the Wolayer Gletscher section (Carnic Alps/Austria) that are comparable to carbon isotope excursions registered in boundary sections from the Rheinische Schiefergebirge and Harz. Whereas the excursions in the Rheinische Schiefergebirge and Harz sections correlate with the deposition of the bituminous Lower and Upper Kellwasser horizons, no anoxic sediments are developed at the Frasnian/Famennian boundary at the Wolayer Gletscher site. The positive $\delta^{13}\text{C}$ excursion clearly shows, that the carbon isotope shifts are induced by changes in the $\delta^{13}\text{C}$ of the marine total dissolved carbon. Repeated climatic and oceanographic changes during the late Frasnian are thought to be responsible for the Frasnian/Famennian mass extinction. The carbon isotopic data give no evidence of a strangerocean at the boundary.

*) Anschrift der Verfasser: MICHAEL. M. JOACHIMSKI, WERNER BUGGISCH, TANJA ANDERS, Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-91054 Erlangen.

1. Einleitung

Die Frasn/Famenne-Grenze (≈ 365 mio a) stellt neben der Kreide/Tertiär-, Trias/Jura-, Perm/Trias- und Ordovizium/Silur-Grenze eines der bedeutendsten Aussterbeereignisse in der Erdgeschichte dar (SEPKOSKI, 1982, 1986). Während an der Kreide/Tertiär-Grenze sowohl marine wie terrestrische Faunen und Floren betroffen sind, sterben im höheren Frasn vorwiegend tropische bis subtropische Flachwasserfaunen aus. Betroffen sind im besonderen die devonischen Riffbiotope, deren Wachstum im höheren Frasn vollständig zum Erliegen kommt. Die marinen Ökosysteme der höheren Breiten, „Tiefwasser“-Faunen, sowie terrestrische Faunen und Floren lassen keinen dramatischen Einschnitt in ihrer Entwicklung erkennen.

Seit den frühen Arbeiten von MCLAREN (1970) wurde für das Frasn/Famenne Event wiederholt ein Impact als möglicher Auslöser des Massensterbens diskutiert (MCLAREN, 1981; GOODFELLOW et al., 1988; SANDBERG et al., 1988; WANG et al., 1991). Neben einem Meteoriteneinschlag wurden eine erhöhte vulkanische Aktivität, Meeresspiegelschwankungen (HOUSE, 1985), Anoxia (WALLISER, 1985) und klimatische Veränderungen (THOMPSON & NEWTON, 1987; COPPER, 1977, 1986) als Ursachen des Massensterbens vorgeschlagen. Allerdings konnten alle jene Indizien (Iridium-Anomalie, geschockte Quarze, Brekzienlagen, Impactkrater), die an der Kreide/Tertiär-Grenze auf einen Meteoriteneinschlag hinweisen, an der Frasn/Famenne-Grenze bisher nicht nachgewiesen werden. Die ursprünglich von PLAYFORD et al. (1984) aus dem Canning Basin gemeldete Iridium-Anomalie wurde von NICOLL & PLAYFORD (1993) stratigraphisch in die Untere *crepida*-Zone gestellt. Diese Iridium-Anomalie wird zudem von WALLACE et al. (1991) auf eine natürliche Anreicherung durch die in dem entsprechenden Horizont entwickelten Fe-Stromatolithen zurückgeführt. Eine geringe Iridiumanreicherung wurde von WANG et al. (1991) in einem chinesischen Frasn/Famenne-Grenzprofil gemessen.

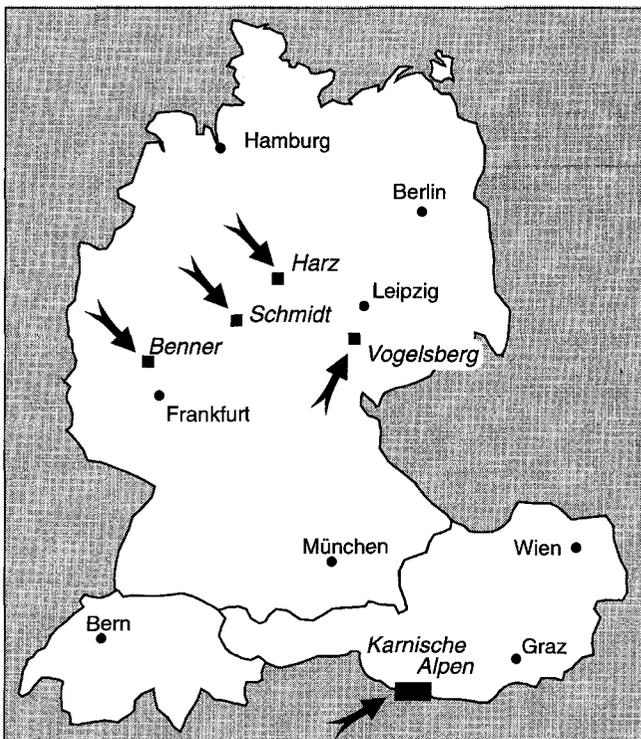


Abb. 1. Lage der untersuchten Frasn/Famenne-Grenzprofile.

Spurenelement- und Isotopenuntersuchungen gaben bisher keine eindeutigen Hinweise auf mögliche Ursachen des Massensterbens. Die beobachteten Spurenelementanreicherungen können durch anoxische Ablagerungsbedingungen bedingt sein und sind nicht zwingend auf einen Impact zurückzuführen (GOODFELLOW et al., 1988). Kohlenstoffisotopenanalysen an Frasn/Famenne Grenzprofilen zeigen einerseits negative (GOODFELLOW et al., 1988; WANG et al., 1991; ZHENG et al., 1993) oder positive Exkursionen (MCGHEE et al., 1986; HALAS et al., 1992). BUGGISCH (1991) und JOACHIMSKI & BUGGISCH (1993) konnten in mehreren Profilen aus dem Rhenoharzynikum und der Montagne Noire erstmals zwei positive Exkursionen nachweisen, welche in diesen Profilen mit den beiden Kellwasserhorizonten zu parallelisieren sind. Während der Obere Kellwasserhorizont direkt unterhalb der Frasn/Famenne-Grenze (hohe *linguiformis*-Conodontenzone) ausgebildet ist, ist der Untere Kellwasserhorizont stratigraphisch in die Obere *rhenana*-Zone (nach der alten Conodontengliederung: Grenze der Unteren zur Oberen *gigas*-Zone) zu stellen. Faziell handelt es sich um schwarze laminierte Kalke (bioklastische wacke-/packstones) und schwarze Mergel mit Kalkknollen. Als Biogene treten im wesentlichen planktonische und pseudoplanktonische Organismen auf. Benthos und Infauna kommen nur selten vor und belegen neben der schwarzen Färbung ein anoxisches Ablagerungsmilieu. Die Kellwasserhorizonte, die aus dem Rheinischen Schiefergebirge, Harz, Montagne Noire und Marokko bekannt sind (BUGGISCH, 1972; SCHINDLER, 1990), sind besonders typisch in Cephalopodenkalkabfolgen entwickelt, welche auf Tiefschwellen abgelagert wurden. Daneben lassen sich die Kellwasserhorizonte in Plattform-, Hang- und Schieferbetonten Beckenabfolgen beobachten (BUGGISCH, 1972).

Ziel dieser Arbeit ist die Fragestellung, ob die bisher beobachteten positiven Kohlenstoffisotopen-Exkursionen nur in Profilen mit Kellwasserkalkhorizonten oder auch in Profilen, in denen keine anoxischen Sedimente entwickelt sind, nachzuweisen sind. Hierzu wurde das Profil Wolayer Gletscher in den Karnischen Alpen, in welchem im Bereich der Frasn/Famenne-Grenze keine bituminösen Sedimente entwickelt sind, isotopenchemisch untersucht. Die Ergebnisse aus den Karnischen Alpen werden neuen Isotopenkurven aus dem Harz und den bereits bekannten Isotopentrends aus dem Rheinischen Schiefergebirge und Thüringen (BUGGISCH, 1991; JOACHIMSKI & BUGGISCH, 1993) gegenübergestellt und diskutiert.

2. Untersuchungsmethoden

Die Frasn/Famenne-Grenzprofile wurden detailliert beprobt, wobei eine möglichst komplette Beprobung (1:1) angestrebt wurde. Dabei wurde nicht nur der unmittelbare Frasn/Famenne-Grenzbereich, sondern sowohl die Anteile der *Palmatolepis rhenana*- als auch der *P. triangularis*- und sofern möglich der *P. crepida*-Conodontenzone beprobt. Von allen Proben wurden Folienabzüge bzw. Schriffe hergestellt. Die zu beprobenden Bereiche wurden auf Peels bzw. Schriffen markiert, die dann unter einem Binokular auf die entsprechenden Anschliffe übertragen werden konnten. Die Beprobung für die Isotopenanalysen erfolgte mit einem feinmechanischen Bohrgerät, wobei versucht wurde, nur CaCO_3 -reiche ($>80\%$) Karbonate zu beproben. Um den Einfluß einer diagenetischen Veränderung der Isotopenwerte zu minimieren, wurden, sofern möglich,

nur Mikrite bzw. die mikritische Matrix beprobt. Untersuchungen von JOACHIMSKI (1991) haben gezeigt, daß Mikrite ein relativ hohes Überlieferungspotential der primären Kohlenstoffisotopenwerte aufweisen. Im Gegensatz hierzu werden die Sauerstoffisotopenwerte während der diagenetischen Stabilisierung der metastabilen Karbonatschlämme vollständig umgestellt und geben in Abhängigkeit der Temperatur und der isotopischen Zusammensetzung der diagenetischen Porenlösung nur „diagenetische Werte“ wieder. Daher beschränkt sich die Diskussion in dieser Arbeit auf die Kohlenstoffisotopenwerte. Die Isotopenanalysen erfolgten an einem Finnigan Mat 252 Massenspektrometer mit einer on-line Karbonataufbereitung (Carbo-Kiel). Die Werte werden in der üblichen δ -Notation in ‰ gegenüber PDB angegeben. Die externe Reproduzierbarkeit (1σ) wurde über Mehrfachmessungen ($n > 40$) des Standards NBS19 ermittelt und ist für $\delta^{13}\text{C}$ besser als ± 0.08 ‰.

3. Untersuchte Profile

3.1. Karnische Alpen

Die paläozoische Schichtenfolge der Karnischen Alpen umfaßt eine komplette Abfolge vom Silur bis ins Unterkarbon. Das Devon der Karnischen Alpen wurde in den letzten Jahren durch KREUTZER (1990, 1992a, 1992b) neu bearbeitet. Nach KREUTZER (1992a) lassen sich eine mächtig ausgebildete Plattformfazies mit Riffbildungen (Kellerwanddecke), eine Hang- bzw. Übergangsfazies (Celondecke) und eine kondensierte, pelagische Karbonatfazies (Rauchkofel-Schuppendecke) unterscheiden. Das untersuchte Profil Wolayer Gletscher ist in pelagischer Fazies entwickelt. Der beprobte Abschnitt des Profils umfaßt an der Basis Teile der Eifelstufe und reicht stratigraphisch bis in das Untere Famenne. Mit 7 m Mächtigkeit ist das Profil stark kondensiert. Es wird erosiv von Hochwipfelschichten überlagert. Detaillierte Aufnahmen und conodontenstratigraphische Einstufungen erfolgten bisher durch GÖDDERTZ und SCHÖNLAUB (in SCHÖNLAUB, 1980) und SCHÖNLAUB (1985).

3.1.1. Conodonten

Der devonische Anteil des Profils wurde von SCHÖNLAUB (1980, 1985) beschrieben. 1990 führten jedoch SANDBERG und ZIEGLER eine neue Conodonten-Standardzonierung für das Frasne und tiefste Famenne ein, wobei einige Zonen und Subzonen neu definiert und die Reichweite einiger Conodonten überarbeitet wurden. Daher haben wir aus unseren Proben nochmals Conodonten gewonnen, um das Profil mit der neuen Gliederung zu korrelieren. Aufgrund der reichen Fossilführung konnten in den meisten Proben die zur Zonendefinition verwendeten Elemente gefunden werden. Die wichtigsten Grenzen (Givet/Frasne, Frasne/Famenne) stimmen mit SCHÖNLAUB (1985) überein; im Detail finden sich aber kleine Abweichungen:

In unserem Material konnte mit der *varcus*-Zone Givet nur in einer einzigen Probe (17c) nachgewiesen werden. Eine Phosphoritlage – reich an Fischresten und Conodonten – markiert die Grenze Mittel/Oberdevon. Die Fauna enthält Elemente der *transitans*- bis *hassi*-Zone und zeigt damit die extreme Kondensation im Unteren Frasnium an. Probe 9a enthält bereits *Ancyrognathus triangularis* und ist damit in die Obere *hassi*-Zone einzustufen. Die *jamieae*-Zone ist ab Probe 10 durch das Zonenfossil belegt. *Palmatolepis rhenana* na-

suta neben häufigen Elementen von *Ancyrodella ioides* und *P. jamieae* in 13 sowie *Palmatolepis rhenana rhenana* neben *Ancyrognathus asymmetricus* und *A. triangularis* in 18 erlauben eine Einstufung in die Untere bzw. Obere *rhenana*-Zone. Die *linguiformis*-Zone ist durch häufige Elemente von *Palmatolepis linguiformis* und *Ancyrognathus ubiquitus* ab Probe 19 gut dokumentiert. Völlige Übereinstimmung besteht mit SCHÖNLAUB (1985) bei der Frasne/Famenne-Grenzziehung. Diskutieren kann man die Einstufung der ersten Probe über dieser Grenze (22), die von SCHÖNLAUB bereits in die Mittlere *triangularis*-Zone eingestuft wurde. Die Fauna ist verarmt. Formen aus dem Kreis von *Palmatolepis delicatula* und *Palmatolepis protorhomboides*, die früher für eine jüngere Datierung gesprochen hätten, treten nach den neuen Tabellen von ZIEGLER und SANDBERG (1990) jedoch bereits in der Unteren *triangularis*-Zone auf. Da typische Elemente von *P. delicatula clarki* erst ab Probe 23 beobachtet werden, haben wir Probe 22 mit Vorbehalt der Unteren *triangularis*-Zone zugeordnet. *Palmatolepis minuta minuta* und *Palmatolepis tenuipunctata* sprechen ab Probe 26 für die Obere *triangularis*-Zone. Unsere höchste Fauna (32) enthält neben wenig charakteristischen Elementen (*Palmatolepis* cf. *crepida*) bereits gut entwickelte Formen von *Palmatolepis quadrantinodosalobata*, so daß wir eine Einstufung in die tiefste *crepida*-Zone bevorzugen. So vermutete schon SCHÖNLAUB (1985), daß die Sedimentation in diesem Profil länger andauerte, als in den Kalken überliefert ist, und daß deren höherer Anteil vor Ablagerung der Hochwipfel-Formation abgetragen wurde.

SCHÖNLAUB (1990) weist ebenfalls auf die starke Zunahme der Conodonten an der Wende Eifel/Givet hin. Systematisches Auszählen der Gattungen *Palmatolepis*, *Polygnathus*, *Icriodus*, *Ancyrodella* und *Ancyrognathus/Ancyroides* sowie der Gesamtzahl der Conodontenelemente ergaben folgendes Bild (Abb. 2): Die rasche Entwicklung der Palmatolepiden zeigt sich in der prozentualen Zunahme dieser Plattformelemente, die ab dem Famenne alleine dominieren. Lediglich im Zeitbereich des Unteren Kellwasserhorizontes kommt es zu einem vorübergehenden Einbruch in der relativen Häufigkeit von *Palmatolepis*. Im Gegenzug werden die Polygnathiden zurückgedrängt, sie spielen ab dem Famenne im Faunenspektrum nur noch eine untergeordnete Rolle. Die Icriodiden, die bis in die untere *rhenana*-Zone noch 3–15 % (max. >30 %) der Elemente stellen, verschwinden in der Oberen *rhenana*- und *linguiformis*-Zone fast ganz. Im Gegensatz zu anderen Vorkommen (SANDBERG et al., 1988) ist die *Icriodus*-„Blüte“ in der *triangularis*-Zone nur unbedeutend entwickelt.

Auch in der Gesamtzahl der Conodonten kommt es zu erheblichen Schwankungen (56–15000 Elemente pro 1 kg gelöstem Kalk, Abb. 2). Bemerkenswert ist einerseits die starke Zunahme an der Grenze *jamieae*-/Untere *rhenana*-Zone auf weit über das Zehnfache. Ferner sind zwei deutliche Einschnitte zu beobachten, die zeitlich mit der Ablagerung der Kellwasserhorizonte korrelieren. Insbesondere an der Frasne/Famenne-Grenze wird ein Tiefstand mit nur 350 Elementen erreicht.

3.1.2. Mikrofazielle Ausbildung

An der Basis des Profils (Valentin Kalk [SCHÖNLAUB, 1979]) sind graue Cricoconarida-reiche wacke-/packstones (Taf. 1/1) entwickelt, die als begleitende Biogene Echinodermaten-, Trilobiten-, Brachiopoden-, Gastropoden- und Pelecypodenfragmente führen können (Taf. 1/2). Größere Schalen- und Echinodermatenfragmente, die lagenweise gehäuft auftreten, weisen „blumenkohlar-

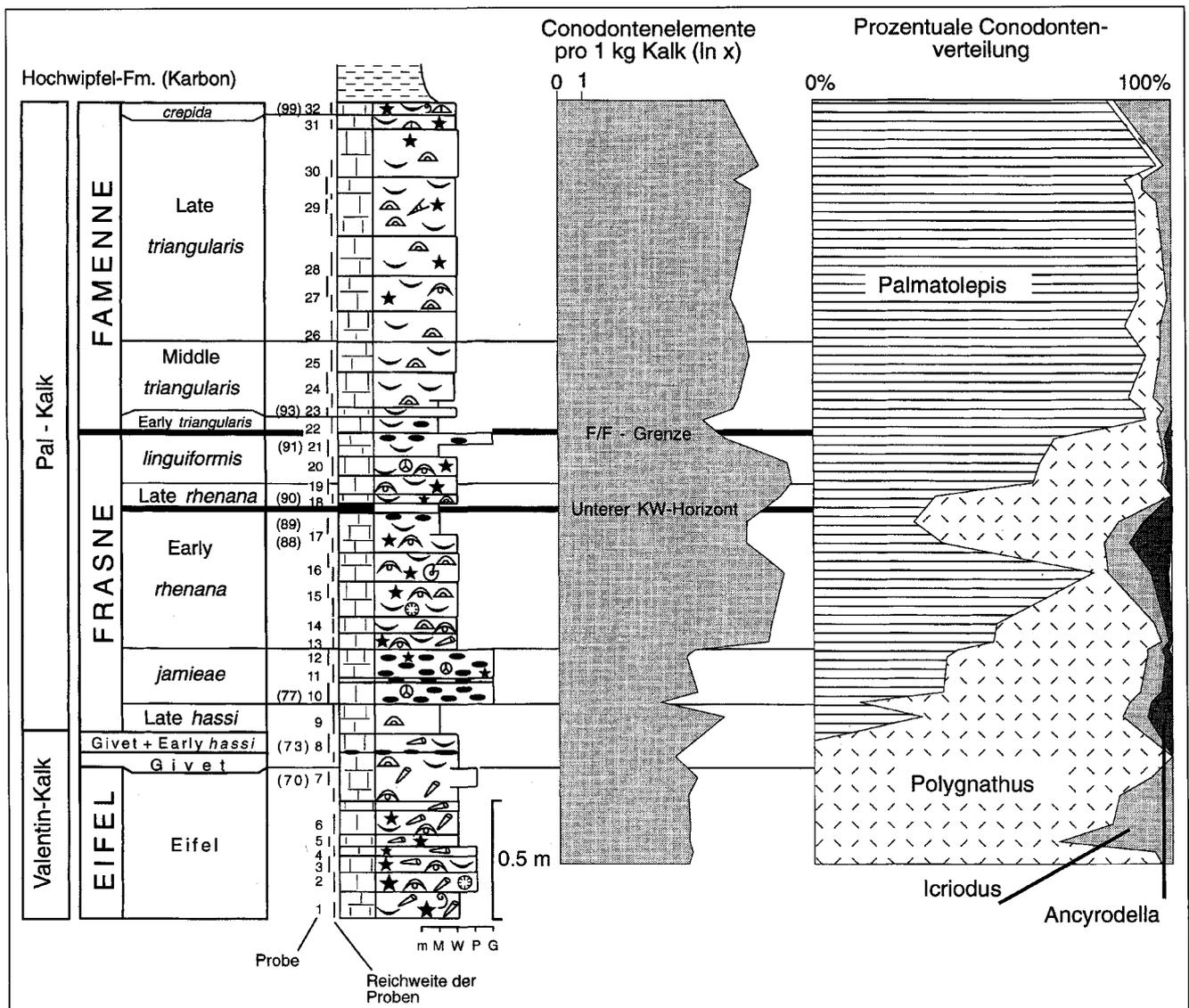


Abb. 2. Conodontenhäufigkeit und prozentualer Anteil der verschiedenen Conodontenelemente im Profil Wolayer Gletscher (Karnische Alpen). Probennummern in Klammern entsprechen den im Gelände angebrachten Probennummern von SCHÖNLAUB (1985); Legende siehe Abb. 3.

tige“ Fe-Mn-Inkrustationen auf, die auf eine längerfristige Exposition dieser Biogene am Meeresboden hinweisen. Korallenbruchstücke sind vereinzelt zu beobachten. Die Sedimente sind gut bioturbiert. Die Givet/Frasne-Grenze ist durch eine Phosphoritknollenlage gekennzeichnet, welche eine starke Kondensation der Schichtfolge erkennen läßt. Die über einer weiteren Cricoconarida-reichen Bank (Probe 8) ausgebildeten Pal-Kalke (SCHÖNLAUB, 1979) sind an ihrer Basis als mudstones mit feinkörnigen biopelsparitischen Lagen entwickelt. Darüber sind feinkörnige grainstones aufgeschlossen, die eine schwache, im cm-Bereich ausgebildete Gradierung erkennen lassen. Hauptkomponenten sind gerundete Lithoklasten, Pelloide, Ooide? und coated grains. Neben Calcisphären treten Ostracoden und Foraminiferen auf (Taf. 1/4).

Im Hangenden dieser Lage folgen bioklastische wackestones mit Pelecypodenschalen, Ostracoden, Echinodermaten-, Trilobiten- sowie vereinzelt Korallen- und Brachiopodenfragmenten. Calcisphären kommen vor. Cricoconarida treten im Gegensatz zum basalen Profilabschnitt in ihrer Häufigkeit deutlich zurück. In den bioturbierten wackestones treten geringmächtige biosparitische Lagen auf, die neben Quarz auch größere Anteile

phosphatischer Bestandteile (Conodonten, Fischzähne?) führen.

An der Grenze Untere zu Obere *rhenana*-Zone sind bis zu 6 cm mächtige dunkle Schiefer ausgebildet, die als Äquivalente des Unteren Kellwasserkalkes interpretiert werden. Darüber folgen erneut wackestones mit eingeschalteten intrasparitischen und z.T. phosphatreichen Lagen. Im Bereich der Frasn/Famenne-Grenze ist keine wesentliche Änderung in der Faziesausbildung und kein Umschwung zu anaeroben Ablagerungsbedingungen zu erkennen. Im Unteren Famenne sind bioklastische wackestones entwickelt, die neben Trilobiten, Ostracoden und Calcisphären vermehrt Pelecypoden- und Orthocerenfragmente führen. Die wolkige Textur der wackestones wird auf eine intensive Bioturbation zurückgeführt (Taf. 1/3). Intrasparitische Einschüttungen treten nur noch selten auf.

Die an der Basis des Profils entwickelten Dacioconarida-wacke/packstones werden als pelagische Fazies interpretiert (KREUTZER, 1990), die im Bereich des tieferen Plattformhanges oder in epikontinentalen Becken abgelagert wurden. Die durch Fe-Mn-Krusten imprägnierten Biogene sowie die Phosphoritknollenlage an der Givet/

Frasne-Grenze belegen v.a. im Givet und unteren Frasne eine starke Kondensation und Mangelsedimentation, die auf Strömungen zurückgeführt werden kann. Mit Beginn des Frasne erfolgt ein Fazieswechsel. Cricoconarida treten in ihrer Häufigkeit nun deutlich zurück. In den bioklastischen wackestones treten intrapelsparitische Lagen auf, die als Schüttungen aus dem Bereich einer Flachwasserplattform gedeutet werden. Im Vergleich zu anderen Profilen (BANDEL, 1974) belegen die feinkörnigen und geringmächtig ausgebildeten Intrapelsparit-Lagen eine distale Position des Profils Wolayer Gletscher.

Während BANDEL (1972) diese „Lithoklastkalke“ als turbiditische Schüttungen interpretiert und Ablagerungstiefen bis zu 4000 m annimmt, spricht VAI (1980) von allodapischen Kalken, die entweder durch Stürme oder Turbidite in Wassertiefen bis zu einigen 100 Metern abgelagert wurden. Nach KREUTZER (1992a) lagen die Ablagerungsgebiete der intertidalen und pelagischen Kalke nie weiter als 8 bis 9 km auseinander. Da zudem zwischen der Flachwasserfazies und der pelagischen Fazies eine Übergangsfazies ausgebildet ist (KREUTZER, 1990), erscheinen die Tiefenangaben von BANDEL (1972) und VAI (1980) zu hoch. Unabhängig von der Ablagerungstiefe können die im

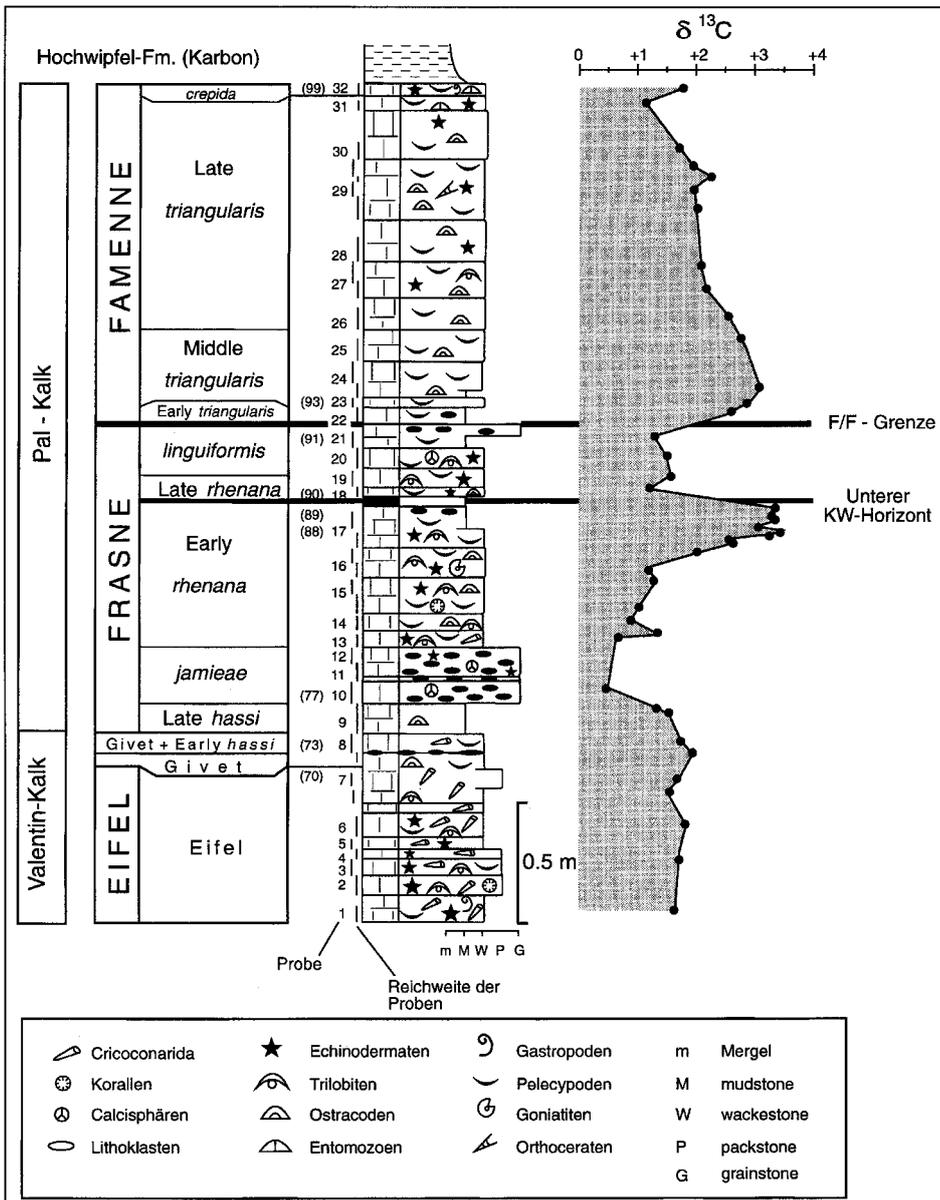
Frasne erhöhte Sedimentationsrate sowie die vermehrt eingeschalteten allodapischen Intrapelsparite auf eine progradierende Flachwasserplattform zurückgeführt werden.

Während im Bereich der Frasne/Famenne-Grenze keine Anzeichen auf anaerobe Bedingungen gegeben sind, belegen die dem Unteren Kellwasserhorizont stratigraphisch entsprechenden schwarzen Schiefer anaerobe Bedingungen sowie eine Unterbrechung in der Karbonatsedimentation oder Karbonatproduktion.

3.1.3. Kohlenstoffisotopenwerte (Abb. 3)

In der Eifel- und Givetstufe liegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen +1.5 ‰ und +1.9 ‰. Die Werte im Unteren Frasne sind geringfügig leichter (+0.5 ‰ bis +1.2 ‰), wobei der Sprung zu leichteren Werten mit dem Fazieswechsel oberhalb der Probe 8 zu korrelieren ist. Unter den dunklen Schiefen, die stratigraphisch dem Unteren Kellwasserhorizont entsprechen, ist eine positive $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursion von +2 ‰ festzustellen. Die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (+3.3 ‰) werden direkt unterhalb der Schieferlage gemessen. Aus dieser Schieferlage wurden aufgrund des geringen CaCO_3 -Gehalts keine Proben analysiert. An Hand des Vergleichs mit anderen Frasne/Famenne-Grenzprofilen wird jedoch angenommen, daß das Maximum der Kohlenstoffisotopen-Exkursion im Bereich des Schieferhorizonts liegt. Über den Schiefen ist ein deutlicher Sprung zurück zu $\delta^{13}\text{C}$ -Werten um +1.3 ‰ zu beobachten. Im Bereich der Frasne/Famenne-Grenze ist eine zweite positive Exkursion entwickelt, wobei die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (+3.1 ‰) 15 cm oberhalb der Frasne/Famenne-Grenze gemessen werden. Im unteren Famenne erfolgt eine kontinuierliche Abnahme im $\delta^{13}\text{C}$ von +3.1 ‰ auf +1.8 ‰.

Aus dieser Schieferlage wurden aufgrund des geringen CaCO_3 -Gehalts keine Proben analysiert. An Hand des Vergleichs mit anderen Frasne/Famenne-Grenzprofilen wird jedoch angenommen, daß das Maximum der Kohlenstoffisotopen-Exkursion im Bereich des Schieferhorizonts liegt. Über den Schiefen ist ein deutlicher Sprung zurück zu $\delta^{13}\text{C}$ -Werten um +1.3 ‰ zu beobachten. Im Bereich der Frasne/Famenne-Grenze ist eine zweite positive Exkursion entwickelt, wobei die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (+3.1 ‰) 15 cm oberhalb der Frasne/Famenne-Grenze gemessen werden. Im unteren Famenne erfolgt eine kontinuierliche Abnahme im $\delta^{13}\text{C}$ von +3.1 ‰ auf +1.8 ‰.



3.2. Harz

Der Ablagerungsraum des Oberdevons im Harz wie auch im Rheinischen Schiefergebirge zeichnet sich durch eine intensive Gliederung in Becken und submarine Schwellen aus. Auf der sich im Norden anschließenden Plattform werden Flachwassersedimente

Abb. 3. Conodontenstratigraphie, Mikrofazies und Kohlenstoffisotopie des Frasne/Famenne-Grenzprofils Wolayer Gletscher (Karnische Alpen).

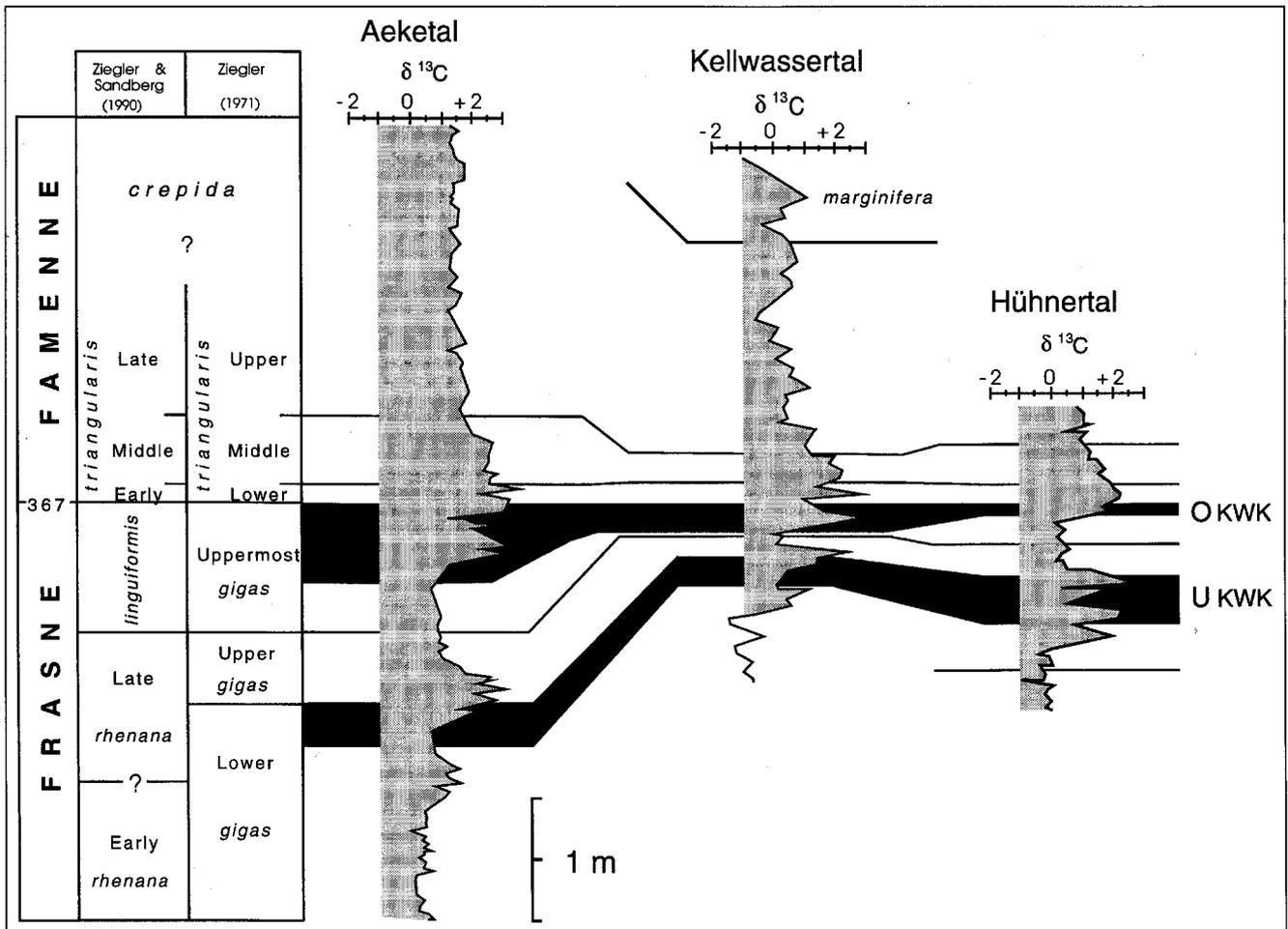


Abb. 4. Kohlenstoffisotopen-Trends in den untersuchten Frasn/Famenne-Grenzprofilen aus dem Harz. Beide Kellwasserkalkhorizonte (schwarze Balken: OKWK – Oberer Kellwasserkalk; UKWK – Unterer Kellwasserkalk) zeichnen sich durch positive $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursionen aus.

mit Biohermen abgelagert. Während in den Becken mächtige Schieferabfolgen entwickelt sind, werden auf Schwellen geringmächtige Cephalopodenkalke sedimentiert. Die im Harz untersuchten Frasn/Famenne-Grenzprofile liegen in Cephalopodenkalkfazies vor. In allen untersuchten Profilen sind beide Kellwasserhorizonte entwickelt, die von schwarzen Mergeln mit Kalkknollen und bituminösen Kalken gebildet werden. Mit 90 cm zeigt der Obere Kellwasserhorizont im Profil Aeketal die größte Mächtigkeit aller Schwellenprofile im Rhenoharzsynklinium; hingegen wird der obere Kellwasser-Horizont im Profil Hühnertal nur von einer 10 cm mächtigen Bank vertreten.

Die Kohlenstoffisotopenwerte lassen in den untersuchten Harzprofilen (ANDERS, 1993) folgenden Verlauf erkennen (Abb. 4): Die Profile Aeketal und Hühnertal zeichnen sich an der Basis durch relativ konstante $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um +0.5 ‰ bzw. 0 ‰ aus. Im Profil Kellwassertal werden etwas leichtere und stärker schwankende Werte um -1 ‰ beobachtet. Unterhalb der Basis der Unteren Kellwasser-Horizonte ist ein deutlicher Anstieg in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zu verzeichnen, wobei die schwersten Werte (Aeketal: +2.9 ‰; Kellwassertal: +2.4 ‰; Hühnertal: +2.9 ‰) am Top oder wenige Zentimeter oberhalb des Unteren Kellwasser-Horizonts beobachtet werden. Darüber folgt in allen Profilen ein ausgeprägter Sprung zu leichteren Werten. Kurz unterhalb der Basis des Oberen Kellwasser-Horizonts setzt die zweite positive Exkursion ein, wobei die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Aeketal: +3.4 ‰; Kellwassertal:

+2.9 ‰; Hühnertal: +2.3 ‰) wiederum wenige Zentimeter oberhalb der bituminösen Kalke registriert werden. Im Unteren Famenne läßt sich in allen drei Profilen ein gradueller Trend zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten feststellen.

Die Schwankungen in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten innerhalb der Kellwasserhorizonte werden auf die diagenetische Stabilisierung der primär C_{org} -reichen Karbonatschlämme zurückgeführt. Die Oxidation des organischen Materials unter Sulfatreduktion führt zur Bildung von isotopisch leichtem CO_2 , welches während der diagenetischen Stabilisierung der metastabilen Karbonatschlämme zu einer Verschiebung zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten führen kann. Derartige Schwankungen konnten in allen untersuchten Profilen beobachtet werden.

3.3. Rheinisches Schiefergebirge und Thüringen

Die in den aufgelassenen Steinbrüchen Benner und Schmidt aufgeschlossenen Frasn/Famenne-Grenzprofile sind ebenso wie das Profil Vogelsberg (Thüringen) in Cephalopodenkalkfazies ausgebildet. Faziell handelt es sich um bioklastische wackestones mit Tentaculiten und Styliolinen, Ostracoden, Brachiopoden, Gastropoden, Goniatiten- und Zweischalerfragmenten. Die Kellwasserhorizonte bestehen aus kalkigen schwarzen Schiefen und bituminösen fossilreichen (Tentaculiten, Goniatiten, Pele-

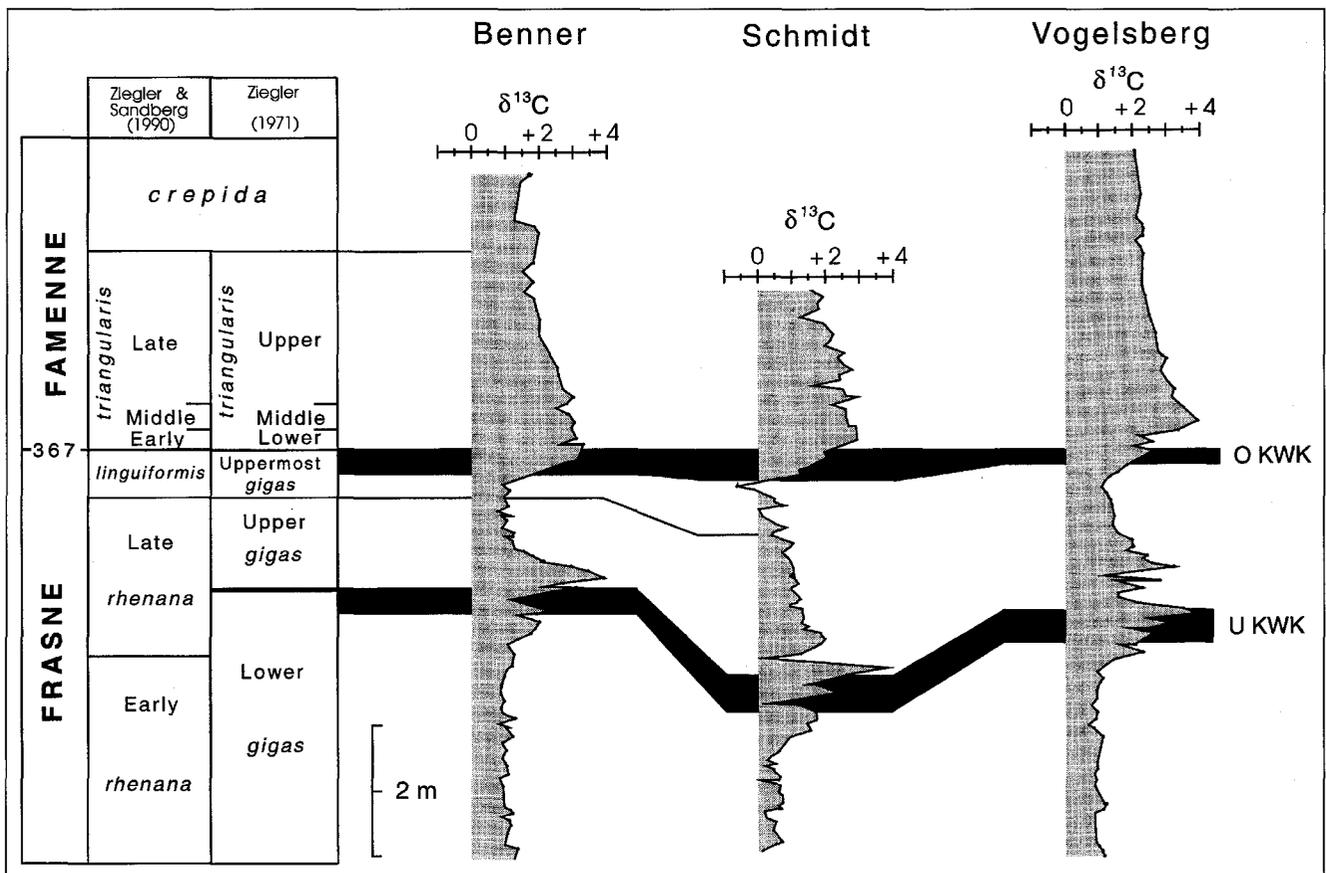


Abb. 5. Kohlenstoffisotopentrends in Frasn/Famenne-Grenzprofilen aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Benner und Schmidt) und Thüringen (Vogelsberg).

cypoden) packstones. Die Abfolge im Steinbruch Vogelsberg wird von roten Cephalopoden- und Knollenkalken gebildet. Die grau bis schwarzen Kellwasserhorizonte sind im Gegensatz zu den Vorkommen Benner und Schmidt nicht laminiert, was auf eine bessere Durchlüftung und auf dysaerobe Ablagerungsbedingungen schließen läßt.

An der Basis der Profile werden relative einheitliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um +1 ‰ gemessen (Abb. 5). Unterhalb der Basis des Unteren Kellwasserhorizonts läßt sich in allen Profilen ein deutlicher Trend zu schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten beobachten. Die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Schmidt: +3.8 ‰, Benner: +3.9 ‰, Vogelsberg: +3.9 ‰) werden auch hier wenige Zentimeter oberhalb der Unteren Kellwasserhorizonte gemessen. Darüber ist erneut ein Sprung zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten festzustellen. Mit dem Oberen Kellwasserhorizont setzt eine zweite positive Exkursion ein. Die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Schmidt: +3.0 ‰, Benner: +3.3 ‰, Vogelsberg: +3.9 ‰) werden wie im Profil Wolayer Gletscher und in den Harzprofilen wenige Zentimeter oberhalb des Kellwasserhorizonts und damit oberhalb der Frasn/Famenne-Grenze registriert. Im Unteren Famenne ist eine kontinuierliche Abnahme in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Schmidt: +3.0 ‰ zu +1.7 ‰, Benner: +3.3 ‰ zu +1.2 ‰, Vogelsberg: +3.9 ‰ zu +2.0 ‰) zu beobachten.

4. Interpretation der Kohlenstoffisotopentrends

In allen untersuchten Frasn/Famenne-Grenzprofilen werden vergleichbare bis identische Kohlenstoffisotopen-

kurven beobachtet: Auf relativ einheitliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Basis der Profile folgt mit dem Unteren Kellwasserhorizont eine erste positive $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursion, wobei die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wenige Zentimeter oberhalb des Unteren Kellwasserhorizontes gemessen werden. Diese erste positive Exkursion führt zu einer Anreicherung im $\delta^{13}\text{C}$ von maximal 2.4 ‰. Nach einem Sprung zurück zu $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, wie sie an der Basis der Profile gemessen werden, erfolgt eine zweite positive Exkursion, welche mit dem Oberen Kellwasserhorizont zu parallelisieren ist. Die schwersten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte werden erneut wenige Zentimeter oberhalb der Frasn/Famenne-Grenze registriert. Im Unteren Famenne ist im Unterschied zum $\delta^{13}\text{C}$ -Sprung oberhalb des Unteren Kellwasserhorizontes nur ein gradueller Rückgang in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten festzustellen. Ein diagenetischer Ursprung dieser Isotopentrends (Beteiligung von isotopisch schwerem CO_2 , gebildet unter Methanogenese) kann ausgeschlossen werden, da die Exkursionen in mehreren Profilen aus verschiedenen paläogeographischen Einheiten und zudem im Profil Wolayer Gletscher, in dem im Bereich der Frasn/Famenne-Grenze keine anoxischen Sedimente ausgebildet sind, gemessen werden.

Als Ursache der positiven Kohlenstoffisotopenexkursionen müssen daher Veränderungen im $\delta^{13}\text{C}$ des im marinen Reservoir gelösten Kohlenstoffs angenommen werden.

Das Kohlenstoffisotopenverhältnis des marin gelösten Kohlenstoffs wird im wesentlichen durch die Photosyntheserate im Oberflächenwasser und durch den Sauerstoffgehalt der mittleren und tiefen Wasserschichten und damit durch das Recycling von herabsinkender organischer Materie bestimmt. Über die Photosynthese wird das

leichte $^{12}\text{CO}_2$ -Molekül dem Oberflächenwasser entzogen und als ^{12}C in die organische Materie aufgenommen. Entsprechend ist das Oberflächenwasser – im besonderen in hochproduktiven Gewässern – an ^{13}C angereichert. Eine Verschiebung im $\delta^{13}\text{C}$ des marin gelösten Kohlenstoffs kann nur durch eine Verringerung der Photosyntheserate im Oberflächenwasser oder durch den sedimentären Entzug größerer Mengen an isotopisch leichter organischer Materie erreicht werden. Während eine Verringerung bzw. Ausfall der Oberflächenproduktion zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Oberflächenwasser führen wird (Strange-love ocean [Hsü et al., 1985]), hat eine erhöhte C_{org} -Sedimentationsrate eine Verschiebung zu schwereren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zur Folge. Entsprechend werden die von uns beobachteten positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursionen auf die erhöhte Sedimentation organischen Materials während der Bildung der Kellwasserhorizonte zurückgeführt.

Der oberhalb des Unteren Kellwasserhorizontes ausgebildete Sprung zu leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten wird durch eine zunehmende Zufuhr von ^{12}C erklärt. Dies wird auf eine verstärkte Abtragung und Recycling der zuvor abgelagerten C_{org} -reichen Sedimente zurückgeführt. Die für das Devon geltende Meeresspiegelkurve von JOHNSON et al. (1985) zeigt, daß die Ablagerung beider Kellwasserhorizonte mit kurzfristigen transgressiv-regressiven Zyklen zu parallelisieren ist (Abb. 6). Diese Regressionen können zu einer subaerischen Exposition der zuvor auf den Schelfen abgelagerten C_{org} -reichen Sedimente führen. Die hieran geknüpfte C_{org} -Oxidation würde zum Recycling der an ^{12}C

angereicherten Sedimente führen. Allerdings ist über dem Oberen Kellwasserhorizont nur eine graduelle Abnahme in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zu beobachten. Die könnte einerseits auf ein sehr langsames Recycling des organischen Materials zurückgeführt werden, obwohl die Regression, die zu einer verstärkten Abtragung führen sollte, im untersten Famenne weltweit nachweisbar ist. Andererseits konnten BUGGISH & CLAUSEN (1972) und WENDT & BELKA (1991) zeigen, daß die Sedimentation C_{org} -reicher Sedimente in Marokko bis in die höhere *crepida*-Zone anhält.

5. Bedeutung des Profils Wolayer Gletscher für die Frasne/Famenne-Problematik

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursionen in den Profilen Vogelsberg und v.a. im Profil Wolayer Gletscher zeigen, daß die positiven $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursionen nicht nur unter anaeroben, sondern auch unter dysaeroben (Profil Vogelsberg) und aeroben Ablagerungsbedingungen (Wolayer Gletscher) ausgebildet sind. Im Profil Wolayer Gletscher sind im Bereich der Frasne/Famenne-Grenze keine anoxischen Sedimente entwickelt. Die hier beobachtete Kohlenstoffisotopenexkursion belegt, daß „überregionale“ Verschiebungen im Kohlenstoffisotopenverhältnis des marin gelösten Kohlenstoffs als Ursache angenommen werden müssen. Ob es sich hierbei um ein global nachweisbares Muster handelt, wird derzeit untersucht. Ein Impact und eine daran

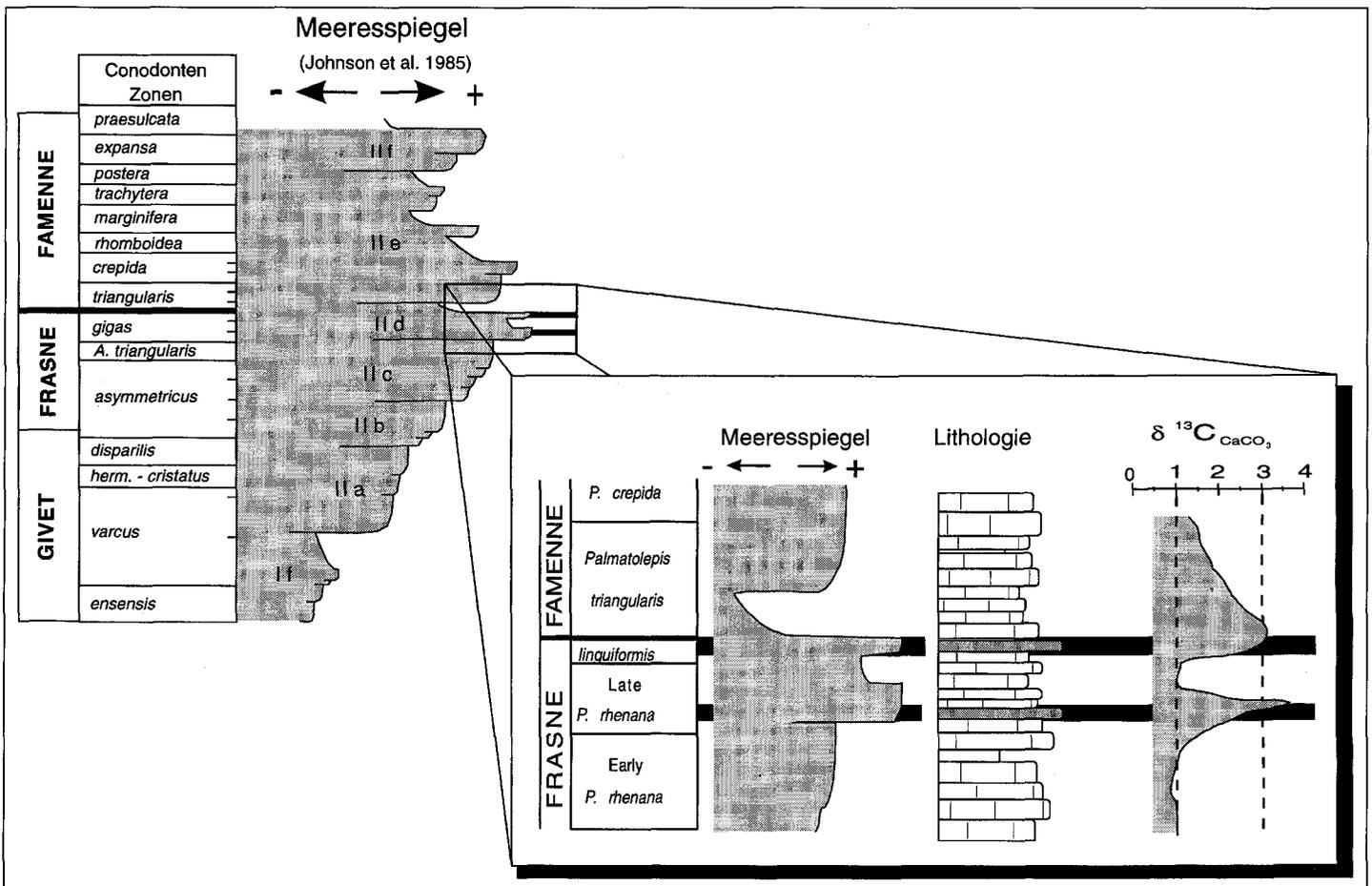


Abb. 6. Meeresspiegelschwankungen (JOHNSON et al., 1985), anoxische Fazies und Kohlenstoffisotopenexkursionen im späten Frasne und frühen Famenne. Die Ablagerung der Kellwasserhorizonte erfolgte nach JOHNSON et al. (1985) während des devonischen Meeresspiegelhöchststands und ist zudem an kurze transgressiv-regressive Zyklen gebunden.

geknüpfte negative Kohlenstoffisotopenexkursion (WANG et al., 1991) kann an Hand der vorliegenden Daten als mögliche Ursache des Massensterbens nicht bestätigt werden.

Vergleichbare Kohlenstoffisotopen-Exkursionen werden in den bekannten Schwarzschiefer-Events an der Cenoman/Turon-Grenze (ARTHUR et al., 1987) sowie im Toarcian (JENKYN & CLAYTON, 1986) beobachtet. Die Ablagerung der Cenoman/Turon-Schwarzschiefer ist vergleichbar zur Situation im höheren Frasn an einen eustatischen Meeresspiegelhochstand gebunden und zudem mit einem kurzfristigen transgressiv-regressiven Zyklus zu korrelieren. Auch die Kellwasserhorizonte wurden während des oberdevonischen Meeresspiegelhöchststands abgelagert und sind an transgressiv-regressive Zyklen gebunden (Abb. 6). Diese kurzfristigen Transgressionen haben eine maximale Ausdehnung der devonischen Schelfmeere zur Folge. In den niedrigen und mittleren Breiten wird die Evaporation zur verstärkten Bildung von relativ warmen und höher salinaren Wassermassen führen. Diese im Bereich der flachen Schelfmeere gebildeten warmen und relativ salinaren Wassermassen weisen eine höhere Dichte auf, die zum Absinken dieser Wassermassen führen wird. In Abhängigkeit der Dichte und der Menge der gebildeten Wassermengen werden diese Wassermassen bis in mittlere Tiefen absinken oder zur Tiefenwasserbildung beitragen (BRASS et al., 1982). Da der Sauerstoffgehalt mit zunehmender Wassertemperatur abnimmt, wird dies bei anhaltender organischer Oberflächenproduktion (SOUTHAM et al., 1982) zu einer Intensivierung der O₂-Minimumschicht führen oder in der Ausbildung einer anoxischen Zone in der Wassersäule kulminieren (JOACHIMSKI & BUGGISCHE, 1993).

Untersuchungen einzelner Faunengruppen (FARSAN, 1986; KALVODA, 1990; SCHINDLER, 1990; MCGHEE, 1989; BECKER et al., 1991) zeigen, daß es sich im Falle des Frasn/Famenne Events nicht um ein plötzliches Ereignis, sondern um eine längerfristige und schrittweise Krise handelt. Nach unserem Modell kommt es im höheren Frasn zumindest zweimal zur Ausbildung anoxischer Bedingungen, die mit kurzfristigen Meeresspiegelanstiegen zu korrelieren sind. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursionen zeigen, daß es im späten Frasn zweimal zur Ablagerung und sich daran anschließender Aufarbeitung größerer Mengen organischen Kohlenstoffs kam. Die Ablagerung bzw. Erosion und Oxidation von organischem Kohlenstoff wird zu Veränderungen im marinen Kohlenstoffhaushalt führen (BUGGISCHE, 1991). Da der O₂-Gehalt des Oberflächenwassers im Gleichgewicht mit dem CO₂-Gehalt der Atmosphäre steht, können derartige Veränderungen zu Klimaschwankungen führen (Greenhouse-/Icehouse-Effekt). Eine direkte Konsequenz dieser Klimaveränderungen könnten erhöhte Temperaturen im Oberflächenwasser sein.

Von BRAND (1989) an devonischen Brachiopoden ermittelte Sauerstoffisotopenwerte zeigen für den Frasn/Fa-

menne-Grenzbereich die leichtesten Werte (-8 ‰ bis -10 ‰). Diese Werte wurden durch eigene Untersuchungen an gut erhaltenen Brachiopodenschalen aus belgischen Grenzprofilen bestätigt. BRAND (1989) errechnete für den Frasn/Famenne-Grenzbereich Oberflächenwassertemperaturen von 40°C. Obwohl diese absoluten Temperaturen aufgrund des verwendeten Korrekturfaktors für devonisches Meerwasser kritisch betrachtet werden müssen, werden für das späte Frasn die leichtesten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und damit die wärmsten Oberflächentemperaturen registriert. Falls es im späten Frasn zu einer derartigen Erwärmung des Oberflächenwassers gekommen ist, hätte dies katastrophale Folgen nicht nur für das Flachwasserbenthos, sondern auch für das im Oberflächenwasser lebende Nekton und Plankton. Rezenten subtropische bis tropische Flachwasserfaunen sind an einen engen Temperaturbereich (24 bis 28°C) angepaßt und können bei einem entsprechenden Temperaturanstieg einen deutlichen Entwicklungseinschnitt erleben (THOMPSON & NEWTON, 1988). Rezentbeobachtungen der letzten Jahre zeigen, daß sich eine Erhöhung der Wassertemperatur (z.B. durch El Niño Events) katastrophal auf das Flachwasserbenthos auswirken kann (ROBERTS, 1987).

Wiederholt auftretende klimatische (erhöhte Wassertemperaturen) und ozeanographische (Anoxia) Veränderungen werden entsprechend den ökologischen Anforderungen der verschiedenen Faunengruppen nicht zu einem schlagartigen sondern schrittweisen Aussterben führen. Das oben beschriebene Szenario ist v.a. für tropische bis subtropische Gewässer vorstellbar, also für Gebiete, in denen die Evaporation gegenüber den Niederschlägen dominiert. Entsprechend wären Flachwasserfaunen und Riffbiotope der niedrigen bis mittleren Breiten von diesen Umweltveränderungen am stärksten betroffen, während Tiefwasserfaunen nur wenig und Faunengemeinschaften der höheren Breiten nicht beeinflusst würden. Im Oberdevon läßt sich genau dieses Muster beobachten, wobei die Flachwasserfaunen und Riffbiotope am stärksten betroffen sind. Zudem lagen die untersuchten Profile nach der paläogeographischen Rekonstruktion von SCOTSE & MCKERROW (1990) zwischen 15° und 25° südlicher Breite, also in Gebieten, in denen eine maximale Bildung von warmen und salinaren Wässern anzunehmen ist.

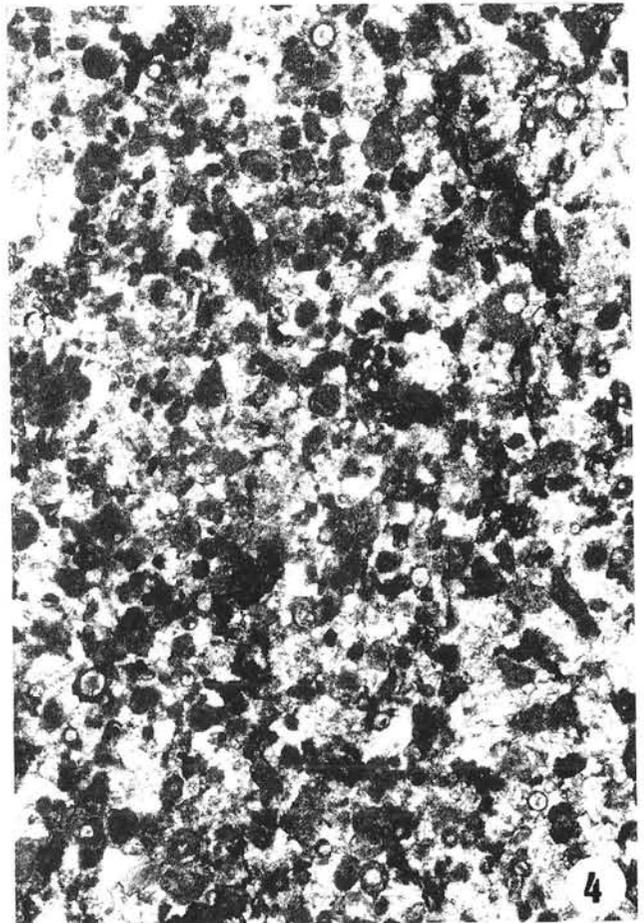
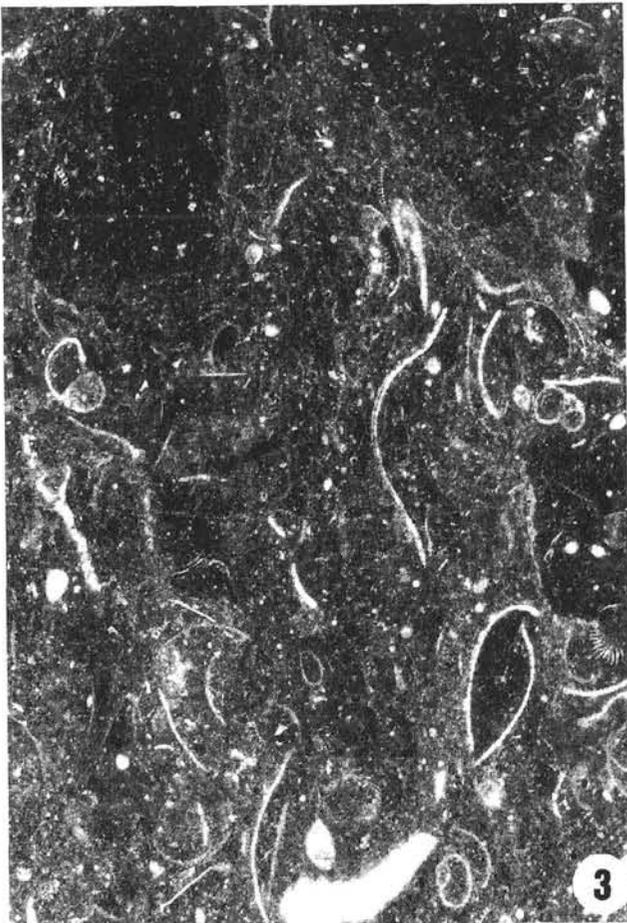
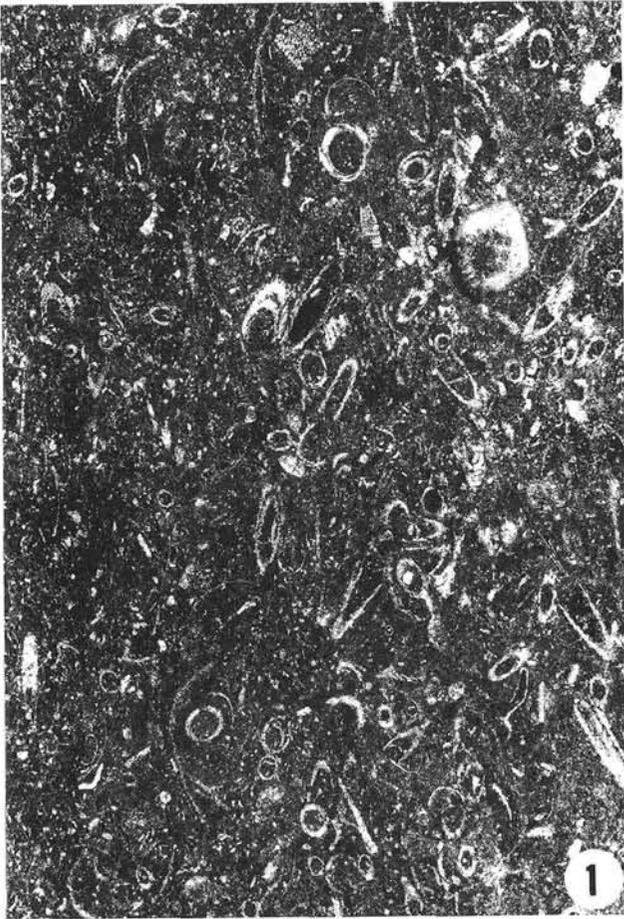
Dank

Diese Arbeit ist Prof. Dr. E. FLÜGEL gewidmet, dessen Anregungen aber auch kritische Fragen immer wieder zum Überdenken der eigenen Modellvorstellungen anregen. Die Untersuchungen werden im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Globale und regionale Steuerungsfaktoren biogener Sedimentation“ durchgeführt und in dankenswerter Weise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt. Wir danken Dr. LUTZ KREUTZER (Geologische Bundesanstalt Wien) für seine Hilfe während der Profilaufnahme in den Karnischen Alpen sowie Frau NEUFERT (Institut für Paläontologie/Erlangen) für die Dünnschliffaufnahmen.

Tafel 1

Faziestypen im Profil Wolayer Gletscher (Karnische Alpen)

- Fig. 1: **Cricoconarida wackestone mit vereinzelt Echinodermenfragmenten.**
Mikritische Matrix mit hohem feinkörnigem Biodetritusanteil.
Findenig-Kalk, Probe 3, ×35.
- Fig. 2: **Bioklastischer wacke-/packstone mit Cricoconarida, Mollusken-, Echinodermen- und Trilobitenfragmenten.**
Matrix mikritisch bis feinbiodetritisch.
Findenig-Kalk, Probe 3, ×18.
- Fig. 3: **Bioklastischer wackestone mit Brachiopoden, Gastropoden, Trilobiten, Entomozoen und Pelecypoden.**
Wolkige Textur belegt intensive Bioturbation.
Pal-Kalk, Probe 31, ×16.
- Fig. 4: **Feinkörniger Lithoklasten-grainstone mit Calcisphären, gedeutet als allodapische Kalke.**
Pal-Kalk, Probe 10, ×47.



Literatur

- ANDERS, T. (1993): Isotopengeochemische Untersuchungen an der Frasn/Famenn-Grenze im Westharz. – Unveröffentl. Dipl.arb., 54 S., Erlangen.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1987): The Cenomanian–Turonian oceanic anoxic Event, II: Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation. – In: BROOKS, J. & FLEET, A.J., (eds.): Marine petroleum reservoirs: Geol. Soc. Spec. Publ., **26**, 401–420, London.
- BANDEL, K. (1972): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unter-Karbon der zentralen Karnischen Alpen. – Paläontographica, Abt. A, **141**, 1–117, 82 Abb., Stuttgart.
- BANDEL, K. (1974): Deep-water limestones from the Devonian–Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **1**, 93–115, Oxford.
- BECKER, R.T., HOUSE, M.R., KIRCHGASSER, W.T. & PLAYFORD, P.E. (1991): Sedimentary and faunal changes across the Frasnian/Famennian boundary in the Canning Basin of Western Australia. – Hist. Biol., **5**, 183–196, Reading.
- BRAND, U. (1989): Global climatic changes during the Devonian–Mississippian: stable isotope biogeochemistry of brachiopods. – Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol., **75**, 311–329, Amsterdam.
- BRASS, G.W., SOUTHAM, J.R., & PETERSON, W.H. (1982): Warm saline bottom water in the ancient ocean. – Nature, **296**, 620–623, London.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer Begleitsedimente (Unteres Oberdevon). – Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Abhandlungen, **62**, 1–68, Wiesbaden.
- BUGGISCH, W. (1991): The global Frasnian–Famennian “Kellwasser Event”. – Geol. Rundschau, **80**, 49–72, Stuttgart.
- BUGGISCH, W. & CLAUSEN, C.-D. (1972): Conodonten- und Goniatiertenfaunen aus dem oberen Frasnium und unteren Famennium Marokkos (Tafelalt, Antiatlas). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**, 137–167, Stuttgart.
- COPPER, P. (1977): Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian–Famennian mass extinction. – Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., **21**, 165–207, Amsterdam.
- COPPER, P. (1986): Frasnian/Famennian mass extinction and cold-water oceans. – Geology, **14**, 835–839, Boulder.
- FARSAN, N.M. (1986): Faunenwandel oder Faunenkrise? Faunistische Untersuchung der Grenze Frasnium/Famennium im mittleren Südasien. – Newsl. Stratigr., **16**, 113–131, Stuttgart.
- GOODFELLOW, W.D., GELDSETZER, H.H.J., MCLAREN, D.J., ORCHARD, M.J., and KLAPPER, G. (1988): The Frasnian–Famennian extinction: Current results and possible causes. – In: McMILLAN, N.J. et al. (eds.): Devonian of the world, Volume III, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., **14**, 9–21, Calgary.
- HALAS, St., BALINSKI, A., GRUSZCZYNSKI, M., HOFFMAN, A., MALKOWSKI, K. & NARKIEWICZ, M. (1992): Stable isotope record at the Frasnian/Famennian boundary in Southern Poland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **3**, 129–138, Stuttgart.
- HOUSE, M. (1985): Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. – Nature, **213**, 17–22, London.
- HSÜ, K.J., OBERHÄNSLI, H., GAO, J.Y., SHU, S., HAIHONG, C. & KRÄHENBUHL, U. (1985): “Strangelove ocean” before the Cambrian explosion. – Nature, **316**, 809–811, London.
- JOACHIMSKI, M.M. (1991): Stabile Isotope und Geochemie der Purbeck-Mikrite in Abhängigkeit von Fazies und Diagenese (Berriasian/Schweizer und Französischer Jura, Südengland). – Erlanger Geol. Abh., **119**, 1–114, Erlangen.
- JOACHIMSKI, M.M. & BUGGISCH, W. (1993): Anoxic events in the late Frasnian – Causes of the Frasnian–Famennian faunal crisis?. – Geology, **21**, 675–678, Boulder.
- JENKYN, H.C. & CLAYTON, C.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. – Sediment., **33**, p. 87–106, Oxford.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Am. Bull., **96**, 567–587, Washington.
- KALVODA, J. (1990): Late Devonian – Early Carboniferous palaeobiogeography of benthic foraminifera and climatic oscillations. – Lecture Notes Earth Sci., **30**, 183–187, Berlin.
- KREUTZER, L.H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes. – Jb. Geol. B.-A., **133/2**, 275–343, Wien.
- KREUTZER, L.H. (1992a): Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen. – Jb. Geol. B.-A., **135/1**, 262–272, Wien.
- KREUTZER, L.H. (1992b): Photoatlas zu den variszischen Karbonatgesteinen der Karnischen Alpen, Österreich/Italien. – Abh. Geol. B.-A., **47**, 129 S., Wien.
- MCGHEE, G.R., ORTH, C.J., QUINTANA, L.R., GILMORE, J.S. & OLSEN, E.J. (1986): Late Devonian “Kellwasser Event” mass extinction horizon in Germany: No geochemical evidence for a large-body impact. – Geology, **14**, 776–779, Boulder.
- MCGHEE, G.R. (1989): The Frasnian–Famennian extinction event. – In: DONOVAN, S.K. (ed.): Mass extinctions: Processes and evidence, 133–151, London (Belhaven press).
- MCLAREN, D.J. (1970): Presidential address: Time, life and boundaries. – J. Palaeont., **44**, 801–815, Tulsa.
- MCLAREN, D.J. (1981): Frasnian–Famennian extinction. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **190**, 447–484, Washington.
- NICOLL, R.S. & PLAYFORD, P.E. (1993): Upper Devonian iridium anomalies, conodont zonation and the Frasnian–Famennian boundary in the Canning Basin, Western Australia. – Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol., **104**, 105–113, Amsterdam.
- PLAYFORD, P.E., MCLAREN, D.J., ORTH, C.J., GILMORE, J.S. & GOODFELLOW, W. (1984): Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia. – Science, **226**, 437–439, Washington.
- ROBERTS, L. (1987): Coral bleaching threatens atlantic reefs. – Science, **238**, 1228–1229, Washington.
- SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W., DREESEN, R. & BUTLER, J.L. (1988): Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes and possible causes. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**, 263–307, Frankfurt.
- SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). – Gött. Arb. Geol. Paläont., **46**, 115 S., Göttingen.
- SCHÖNLAUB, P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 3–124, Wien.
- SCHÖNLAUB, P. (1980): Field trip A: Carnic alps. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien.
- SCHÖNLAUB, P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1985, 34–52, Wien.
- SCOTESE, C.R. & MCKERROW, W.S. (1990): Revised world maps and introduction. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (eds.): Palaeozoic palaeogeography and biogeography, Geol. Soc. Mem., **12**, 1–21, London.
- SEPKOSKI, J.J. (1982): A compendium of fossil marine families: Milwaukee Museum Publications. – Contrib. Biol. Geol., **51**, 1–125, Milwaukee.
- SEPKOSKI, J.J. (1986): Phanerozoic overview of mass extinctions. – In: RAUP, D.M. & JABLONSKI, D. (eds.): Patterns and processes in the history of life, 277–295, Berlin (Springer-Verlag).
- SOUTHAM, J.R., PETERSON, W.H. & BRASS, G.W. (1982): Dynamics of anoxia. – Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol., **40**, 183–198, Amsterdam.

- THOMPSON, J.B. & NEWTON, C.R. (1987): Late Devonian mass extinction: Episodic climatic cooling or warming. – In: MCMILLAN, N.J. et al. (eds.): Devonian of the world, Volume III, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., **14**, 29–34, Calgary.
- VAI, G.B. (1980): Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – *Lethaia*, **13**, 79–91, Oslo.
- WALLACE, M.W., KEAYS, R.R. & GOSTIN, V.A. (1991): Stromatolitic iron oxides: Evidence that sea-level changes can cause sedimentary iridium anomalies. – *Geology*, **19**, 551–554, Boulder.
- WALLISER, O. (1985): Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**, 401–408, Frankfurt.
- WANG, K., ORTH, C.J., ATTREP, M., CHATTERTON, B.D.E., HOU, J. & GELDSETZER, H.H.J. (1991): Geochemical evidence for a catastrophic biotic event at the Frasnian/Famennian boundary in south China. – *Geology*, **19**, 776–779, Boulder.
- WENDT, J. & BELKA, Z. (1991): Age and depositional environment of Upper Devonian (Early Frasnian to Early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the Eastern Anti Atlas, Morocco. – *Facies*, **25**, 51–89, Erlangen.
- ZHENG, Y., HONG-FEI, H. & LIAN-FANG, Y. (1993): Carbon and oxygen isotope event markers near the Frasnian-Famennian boundary, Luoxiu section, South China. – *Palaeogeo. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **104**, 97–104, Amsterdam.
- ZIEGLER, W. (1971): Conodont stratigraphy of the European Devonian. – *Geol. Soc. America, Mem.*, **127**, 227–284, Boulder.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1990): The Late Devonian standard conodont zonation. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **110**, 7–81, Frankfurt.